

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

APPORT DE L'EAU SOUTERRAINE AUX COURS D'EAU
ET ESTIMATION DE LA RECHARGE
SUR LE MONT COVEY HILL

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR
SYLVAIN GAGNÉ

DÉCEMBRE 2010

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je voudrais remercier ma conjointe Michelle pour son support et sa patience et ainsi que toute ma famille. Je voudrais aussi remercier Véronique Fournier et Éric Rosa qui m'ont initié à la recherche et m'ont offert leur aide tout au long de mon projet.

Je voudrais aussi remercier tous les étudiants qui ont travaillé avec moi au bureau et durant les travaux de terrain : Fabien Hugues, Nadège Baptiste, Gaëlle Derrien et Lysandre Tremblay (merci Lysandre pour toutes les discussions et les bonnes blagues). Je remercie Denise Fontaine la «technicienne du 5^e» pour sa patience, son aide et nos nombreuses conversations, ainsi que Pierre Cayer et Michel Prêda pour les analyses. Je remercie aussi tous les propriétaires de terrains et Conservation de la Nature Canada qui m'ont donné accès à leur propriété et sans qui ce projet n'aurait pu être réalisé.

Je voudrais aussi remercier le Fond québécois de la recherche sur la nature et les technologies pour m'avoir octroyé une bourse d'études.

Finalement, je voudrais remercier ma directrice Marie Larocque et ma codirectrice Stéphanie Pellerin pour avoir cru en moi et pour m'avoir supporté durant ce projet.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	ix
LISTE DES TABLEAUX.....	xiii
RÉSUMÉ	xv
CHAPITRE I	
INTRODUCTION	1
1.1 Problématique	1
1.2. État des connaissances sur les interactions eau de surface-eau souterraine et sur la recharge.....	2
1.3 Objectifs.....	5
CHAPITRE II	
DESCRIPTION DU SITE D'ÉTUDE.....	7
2.1 Contexte général et localisation	7
2.2 Géologie du substratum rocheux.....	9
2.3 Géologie des sédiments quaternaire.....	10
2.4 Réseau hydrographique.....	11
2.5 Météorologie	13
2.6. Niveaux piézométriques et hydrogéologie.....	14

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE	17
3.1. Mesure du débit.....	17
3.2. Courbes de tarage et calcul du débit.....	20
3.3. Séparation des débits de base	21
3.3.1 Filtre de Chapman	21
3.3.2 Analyse de fréquence	22
3.4. Suivi piézométrique.....	22
3.5. Suivi de la température de l'eau des résurgences.....	23
3.6. Échantillonnage d'eau	23
3.6.1. Ions majeurs, isotopes stables et caractéristiques physico-chimiques de l'eau	23
3.6.2. ²²² Radon.....	24
3.7. Indice de végétation normalisée différenciée	24
3.8. Calcul de l'évapotranspiration.....	25
3.9 Estimation de la recharge	27
3.9.1 Calcul du bilan hydrique	27
3.9.2 Modèle d'infiltration verticale	28
3.10. Analyses des séries temporelles	28

CHAPITRE IV

RÉSULTATS ET DISCUSSION	31
4.1. Débits totaux des cours d'eau Allen, Outardes et Schulman.....	31
4.1.1 Chroniques de débits totaux	31
4.1.2 Distribution longitudinale des débits totaux.....	34
4.2. Débits de bases aux exutoires des trois bassins versants.....	37
4.3.2. Niveaux piézométriques	40
4.4 Température de l'eau des résurgences.....	42
4.5 Analyses corrélatoires et spectrales des séries temporelles des précipitations, de débits et des niveaux piézométriques.....	44
4.5.1 Analyses corrélatoires et spectrales simples.....	44

4.5.2.1 Précipitations et débits	47
4.5.2 Précipitations et niveaux piézométriques.....	48
4.5.3 Niveaux piézométriques et débit.....	50
4.6 Géochimie des cours d'eau et de l'eau souterraine	51
4.6.1 Eau souterraine.....	51
4.6.2. Eau de surface.....	53
4.6.3 Isotopes stable de la molécule d'eau.....	58
4.7 Bilan hydrique.....	60
4.8 Estimation de la recharge à l'aide du Modèle d'infiltration verticale (MIV)	63
CHAPITRE V	
SYNTHÈSE ET CONCLUSION.....	67
BIBLIOGRAPHIE.....	71
ANNEXE A	79
ANNEXE B	81
ANNEXE C	83
ANNEXE D	89
ANNEXE E.....	99

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Limite spatiale d'estimation de la recharge pour différentes méthodes (tiré de Scanlon et al., 2002).....	4
Figure 2.1 : Carte de la zone d'étude montrant les cours d'eau Allen, Outardes et Schulman ainsi que leur bassin versant respectif.....	8
Figure 2.2 : Carte des sédiments quaternaires (Tiré de Larocque et al., 2010).....	11
Figure 2.3 : Coupe longitudinale a) de la rivière Allen, b) de la rivière Outardes et c) du ruisseau Schulman. Les bandes beiges indiquent de manière conceptuelle, les pendages tels qu'observés sur le terrain et ceux documentés par Globensky (1986).	13
Figure 2.4 : Carte de la piézométrie régionale du site d'étude.....	15
Figure 3.1 : Localisation des stations de mesures de la zone d'étude.	19
Figure 3.2 : Courbe de tarage pour la station A17 pour les années 2007 et 2008. L'encadré pointillé correspond à l'équation de la régression pour les mesures réalisées en 2007 et l'encadré en ligne continue, les mesures réalisées en 2008.	21
Figure 3.3 : Évolution journalière moyenne des valeurs de NDVI pour les bassins versants Allen et Outardes.	25
Figure 4.1. Hydrogrammes 2008 aux exutoires a) des bassins Allen et Outardes, b) du bassin Schulman et c) comparaison de la réaction des rivières Allen et Outardes lors de la crue du 6 août 2008.....	33
Figure 4.2 : Évolution amont-aval des débits pour une période de crue (4 juin 2008) et une période d'étiage (28 août 2008). A) pour la rivière Allen, B) pour la rivière Outardes et C) pour le ruisseau Schulman.	36
Figure 4.3 : Valeurs mensuelles moyennes du débit total, du 90e percentile et du débit de base de Chapman pour la période d'étude 2008 a) pour la rivière Allen, b) pour la rivière Outardes et c) pour le ruisseau Schulman (noter le changement d'échelle verticale pour le ruisseau Schulman).	38

Figure 4.4 : Débit de base calculé par le filtre de Chapman pour la station Out4 (Notez que l'échelle logarithmique est utilisée sur l'ordonnée).	39
Figure 4.5 : Comparaison des niveaux piézométriques pour les puits voisins P3R et P7R mais de profondeurs différentes.....	41
Figure 4.6 : Niveau piézométrique et température de l'eau pour A) le puits P4R et B) le puits P3R.....	41
Figure 4.7: Température journalière moyenne de l'eau des résurgences (R1, R2), de l'eau souterraine du puits P5R et du niveau moyen journalier de la nappe au puits P4R.	43
Figure 4.8 : Fonction d'autocorrélation des précipitations et des débits aux exutoires des trois bassins.	45
Figure 4.9 : Fonction de densité spectrale des débits.	45
Figure 4.10 : Fonction d'autocorrélation des niveaux piézométriques	46
Figure 4.11 : Fonction de densité spectrale des niveaux piézométriques.....	47
Figure 4.12 : Fonctions de corrélation croisée entre les précipitations et les débits des stations A17, Out et Sch3 pour l'année 2008	48
Figure 4.13 : Fonction de corrélation croisée entre les séries horaires de précipitations et les niveaux piézométriques.....	49
Figure 4.14 : Fonctions de corrélation croisée entre les séries horaires de niveaux piézométriques et de débits aux exutoires A) du ruisseau Allen (station A17) et B) de la rivière Outardes (station Out4).....	51
Figure 4.15: Importance relative des cations majeurs dans la composition chimique de l'eau souterraine du mont Covey Hill.	52
Figure 4.16 : Activité du ^{222}Rn et CE dans les puits.	53
Figure 4.17 : Évolution amont-aval de la conductivité électrique et du ^{222}Rn des cours d'eau a) Allen, b) Outardes et c) Schulman.	55
Figure 4.18 : Comparaison des ratios Ca/Na et Mg/Na des cours d'eau avec ceux de la pluie (cercle 1), de l'eau de roc (cercle 2) et de l'eau des sédiments (cercle 3) pour A) la rivière Allen, B) la rivière Outardes et C) le ruisseau Schulman.	57
Figure 4.19 : Comparaison des ^{18}O et ^2H des eaux météorotiques locales (ligne noire) avec celles A) des cours d'eau et B) de l'eau souterraine	59
Figure 4.20 : Évolution temporelle du ^{18}O de l'eau des cours d'eau A) et souterraine B).60	

Figure 4.21: Bilan hydrique a) pour 2007 et b) pour 2008.	61
Figure 4.22: Comparaison des recharges mensuelles obtenues par bilan hydrique avec les valeurs simulées par le MIV pour les années 2007 et 2008 a) sur le bassin de la rivière Allen et b) sur le bassin de la rivière Outardes.	64
Figure 4.23 : Comparaison de la recharge simulée à l'aide du MIV pour les deux bassins versants.	64
Figure 4.24 : Distribution de la recharge annuelle modélisée par le MIV.	65
Figure A1: Courbe de tarage de la station A17 sur la rivière Allen.....	79
Figure A2 : Courbe de tarage de la station Out4 sur la rivière Outardes	79
Figure A3 : Courbe de tarage de la station Sch3 sur le ruisseau Schulman.	80
Figure C1 : Plan schématisé du modèle d'infiltration vertical (MIV).	83
Figure C2 : Comparaison entre la neige au sol observée à la station Hemmingford (Environnement Canada) et la neige au sol modélisée.	84
Figure C3 : Distribution spatiale valeurs de A) pente et B) de conductivités hydraulique utilisées dans le MIV.	88
Figure D1 : Débits à la station A17 de la rivière Allen A) pour l'année 2007 et B) l'année 2008.....	89
Figure D2 : Débits à la station A13 de la rivière Allen A) pour l'année 2007 et B) l'année 2008.....	90
Figure D3 : Débits à la station Out4 de la rivière Outardes A) pour l'année 2007 et B) pour l'année 2008.....	91
Figure D4 : Débits à la station Sch3 du ruisseau Schulman A) pour l'année 2007 et B) pour l'année 2008.....	92
Figure D5 : Niveau piézométrique et température de l'eau souterraine du puits P1R.....	93
Figure D6 : Niveau piézométrique et température de l'eau souterraine du puits P2R.....	93
Figure D7 : Niveau piézométrique et température de l'eau souterraine au puits P3R.....	94
Figure D8 : Niveau piézométrique et température de l'eau souterraine du puits P4R.....	94
Figure D9 : Niveau piézométrique et température de l'eau souterraine du puits P5S.....	95
Figure D10 : Niveau piézométrique et température de l'eau souterraine au puits P6R.....	95
Figure D11 : Niveau piézométrique et température de l'eau souterraine au puits P7R.....	96
Figure D12 : Niveau piézométrique et température de l'eau souterraine au puits P8R.....	96

Figure D13 : Niveau piézométrique et température de l'eau souterraine au puits P13R	97
---	----

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 Précipitations mensuelles pour 2007 et 2008 obtenues à la station du Laboratoire naturel du mont Covey Hill.....	14
Tableau 3.1 : ETP annuelle pour les bassins versants des rivières Allen et Outardes.	27
Tableau 3.2 : Données utilisées dans l'analyse des séries temporelles.....	29
Tableau 4.1 : Statistiques des débits (m ³ /s) pour les trois stations situées aux exutoires des bassins versants Allen, Outardes et Schulman.	32
Tableau 4.2 : Contribution relative du débit de base (%) au débit total durant les deux périodes d'étude (2007 et 2008). (ND : valeur non disponible).....	39
Tableau 4.3: Équivalent en hauteur d'eau sur chaque bassin versant du débit de base annuel moyen calculé selon les méthodes de Chapman et du 90e percentile.	40
Tableau 4.4 Corrélation croisée et décalages entre les précipitations et les niveaux piézométriques pour les données horaires de la période de mai à octobre de l'année 2008.....	49
Tableau 4.5 : Ratio entre les composantes du bilan hydrique et les précipitations pour les deux cours d'eau et les deux années d'étude	62
Tableau B1: Description des forages utilisés dans ce projet.....	81
Tableau C3 : propriétés des sédiments utilisés dans le MIV (Croteau, 2007).	87
Tableau E1 : Composition géochimique moyenne de l'eau des cours d'eau et de l'eau souterraine.....	99

RÉSUMÉ

Cette étude a été réalisée sur le mont Covey Hill (Québec, Canada) afin de quantifier les échanges entre l'eau souterraine et trois cours d'eau (Outardes, bassin versant : 23 km²; Allen, bassin versant : 26 km²; Schulman, bassin versant : 9,5 km²) et d'estimer la recharge vers l'aquifère régional. L'analyse des séries temporelles de débits, de précipitations et de niveaux de la nappe phréatique a été utilisée afin de déterminer la dynamique hydrologique de la zone d'étude. Un bilan hydrique a été calculé et un modèle d'infiltration verticale a été construit afin de calculer les différents flux d'eau sur les bassins versant des rivières Allen et Outardes. Les résultats montrent que le débit de base représente 32, 40 et 4% du débit total des rivières Allen, Outardes et Schulman respectivement. Les analyses corrélatoires et spectrales montrent que les cours d'eau ont un effet mémoire de moins de 10 jours i.e. que le système hydrologique est très dynamique et peu influencé par l'aquifère. Les niveaux piézométriques montrent quant à eux un cycle annuel. Des liens précipitations-débits très clairs, mais de courte durée ont été mis en évidence, de même que des liens précipitations-niveaux piézométriques plus diffus. Ces analyses n'ont pas permis de confirmer la présence d'un lien aquifère-cours d'eau. Un échantillonnage hebdomadaire d'eau de surface a permis l'analyse géochimique de l'eau pendant les saisons estivales de 2007 et 2008. Cette analyse montre que durant l'étiage, la rivière Outardes et le ruisseau Schulman sont alimentés par l'eau provenant du roc fracturé des grès du Potsdam tandis que la rivière Allen est alimentée par l'eau contenue dans les sédiments. Par ailleurs, l'utilisation du ²²²Rn a montré que la contribution de l'aquifère est faible et très localisée sur les trois bassins. Le calcul du bilan hydrique indique que la rivière Allen est caractérisée par une prépondérance de l'infiltration tandis que la rivière Outardes est surtout alimentée par le ruissellement de surface. Les milieux humides présents sur le bassin de la rivière Allen jouent un rôle important pour ralentir les écoulements et favoriser ainsi la recharge tandis que la présence de grès peu perméable verticalement (*Flat Rock*) semble favoriser le ruissellement sur le bassin Outardes. La recharge modélisée au moyen du Modèle d'infiltration verticale (MIV) est de 227 ± 73 mm pour la rivière Allen et de 240 ± 79 mm pour la rivière Outardes, mais cette dernière valeur est probablement surestimée en raison du manque de précision du MIV pour simuler le ruissellement.

Mots clés : échanges nappe-rivière, recharge, séries temporelles, Covey-Hill.

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1 Problématique

Depuis quelques années, plusieurs travaux de recherche ont été réalisés sur le bassin de la rivière Châteauguay. L'hydrogéologie du roc fracturé a été étudiée par Nastev et al. (2008), une modélisation hydrogéologique des écoulements régionaux a été réalisée par Lavigne (2006) et la géochimie des eaux souterraines de l'aquifère régional a été étudiée par Blanchette (2006). La recharge de l'aquifère a été estimée sur le sous-bassin de la rivière des Anglais par Croteau (2006). Ce sous-bassin inclut une importante zone de recharge sur le mont Covey Hill situé à la frontière canado-américaine dans le piémont des Adirondacks

Il existe donc beaucoup d'informations sur le mont Covey Hill, mais celles-ci proviennent pour la plupart d'études régionales qui ne permettent pas de tirer des conclusions claires sur la dynamique hydrologique locale. Le Laboratoire naturel du mont Covey Hill, situé sur le bassin versant de la rivière Châteauguay non loin de la frontière américaine (Larocque et al. 2006; Figure 1) a pour mission d'assurer le suivi hydrologique, hydrogéologique et écosystémique du secteur. Malgré quelques études réalisées localement (Barrington et al. 1992; Fournier, 2008; Rosa et al. 2009; Pellerin et al, 2009) aucune mesure *in situ* des échanges nappe-rivières n'avait jusqu'ici été réalisée. De plus, malgré les travaux de Croteau (2006), la recharge réelle en provenance du mont Covey Hill vers l'aquifère régional est encore mal connue.

Le mont Covey Hill est aussi l'habitat de plusieurs espèces de salamandre, dont la salamandre sombre du nord (*Desmognathus ochrophaeus*) et la salamandre sombre des montagnes (*Desmognathus fucus*) qui sont susceptibles d'être désignées menacées selon la *Loi sur les espèces menacées ou vulnérables* (LEMV, Québec 2009). La présence de nombreuses résurgences sur les flancs du mont Covey Hill permet le maintien de l'habitat de ces espèces. L'identification des zones d'émergence de l'aquifère et des volumes d'eau qui alimentent les cours d'eau est donc une étape importante dans la compréhension de la dynamique hydrogéologique du mont Covey Hill et de l'effet d'éventuelles pressions anthropiques. Depuis une dizaine d'années, de nouvelles utilisations industrielles de l'eau sont apparues dans la région. Par exemple, des essais de pompage pour l'embouteillage de l'eau souterraine ont révélé que l'exploitation de l'aquifère pourrait entraîner des conflits d'usage (Nastev et al., 2008). Aussi, plusieurs vergers traditionnels ont été convertis en vergers à pommiers nains ou semi-nains qui nécessitent une irrigation plus importante ce qui entraîne des ponctions croissantes sur l'aquifère.

1.2. État des connaissances sur les interactions eau de surface-eau souterraine et sur la recharge

La caractérisation des interactions entre l'eau souterraine et l'eau de surface est de plus en plus intégrée aux études hydrologiques, hydrogéologiques et écologiques. L'intérêt croissant pour cette question est en partie motivé par la volonté de mieux comprendre les effets anthropiques de l'utilisation de l'eau (souterraine ou de surface) sur les débits d'étiage qui proviennent souvent en grande partie de l'aquifère. Ces apports, aussi nommés « débit de base », assurent la stabilité hydrologique des habitats de plusieurs espèces animales et végétales tout au long de l'année, mais particulièrement en période de basses eaux (Jones et Holmes, 1996; Brunke et Gonser, 1997; Hayashi et Rosenberry, 2002).

À l'échelle du bassin versant, les échanges entre l'eau souterraine et les cours d'eau sont influencés par trois principaux facteurs; (1) la distribution spatiale et les propriétés hydrauliques des formations géologiques sur lesquels le cours d'eau s'écoule; (2) le niveau

du cours d'eau et celui de la nappe voisine; (3) la position du chenal d'écoulement par rapport aux unités stratigraphiques qu'il rencontre (Winter, 1999; Woessner, 2000). À l'échelle du cours d'eau, les échanges entre l'eau souterraine et le cours d'eau sont très variables temporellement et spatialement. La végétation riparienne ainsi que les propriétés de la zone hyporhéique peuvent avoir une influence importante sur ces échanges. Par exemple, une végétation riparienne importante aura pour effet de réduire la contribution de l'aquifère au cours d'eau. L'influence de la zone hyporhéique est plutôt fonction de sa granulométrie et de son épaisseur (Maddock et al., 1995; Hayashi et Rosenberry, 2002; Sophocleous, 2002).

La différence de charge entre l'aquifère et le cours d'eau est souvent utilisée dans l'équation de Darcy pour quantifier les flux échangés entre un aquifère et la surface (Rushton et Tomlinson, 1979). Cette technique suppose que le milieu est homogène et poreux, des conditions rarement rencontrées dans la nature. Cette approche est particulièrement imprécise dans le cas des aquifères fracturés puisque les équations des milieux continus ne peuvent être utilisées. La séparation des hydrogrammes des débits totaux en ruissellement et contribution de l'aquifère est sans doute la méthode la plus universellement utilisée pour quantifier les flux échangés entre aquifère et cours d'eau (Smakhtin, 2000). La séparation d'hydrogrammes par les méthodes géochimiques est une autre méthode pour quantifier l'apport d'eau souterraine et la contribution du ruissellement hypodermique à un cours d'eau. La représentativité des résultats obtenus par ces méthodes demeure cependant contestée, notamment au niveau des explications physiques qui appuient les résultats géochimiques (Halford et Mayer, 2000). Les travaux de Rice et Hornberger (1998) et de Jones et al. (2006) ont montré qu'il était nécessaire de coupler les mesures géochimiques aux mesures hydrogéologiques et hydrologiques pour réduire les incertitudes sur les débits de base estimés. L'analyse des séries temporelles est aussi utilisée pour étudier les échanges nappe-rivière en milieu karstique (Larocque et al. 1998; Bailly-Compte et al. 2008), mais peu de travaux ont utilisé cette méthode en milieu fracturé. L'avenue la plus prometteuse pour l'étude des interactions entre l'eau de surface et l'eau souterraine réside dans l'intégration d'un ensemble de techniques (Sophocleous, 2002; Hayashi et Van der Camp, 2009).

La recharge est une composante importante du bilan hydrique, mais elle demeure sans doute la composante de l'écoulement souterrain la plus difficile à quantifier, à la fois dans l'espace et dans le temps (Lerner et al., 1990). La connaissance de la variabilité spatio-temporelle de la recharge permet d'identifier les zones d'un aquifère qui sont vulnérables à la contamination, de déterminer son potentiel d'exploitation et d'évaluer la pérennité de la ressource. Les approches de séparation des hydrogrammes par la séparation des débits en ruissellement et débit de base sont fréquemment utilisées pour calculer la recharge sur un bassin versant. Ces approches supposent que la recharge est égale au débit de base, i.e. à la contribution de l'aquifère au cours d'eau. Cependant, en tête de bassin versant, la majorité de la recharge n'est pas interceptée par les cours d'eau qui sont généralement peu profonds et ne drainent pas de manière importante l'écoulement souterrain. Les débits de base ne sont alors pas représentatifs de la recharge à l'aquifère régional. Les autres méthodes utilisées pour quantifier la recharge se divisent en deux grandes catégories : les traceurs naturels (Cl^- , ^{14}C , ^{36}Cl , température) et anthropiques (CFCs, ^3H , ^3He et Br^-) et les méthodes physiques (lysimètres, loi de Darcy et modélisation numérique) (Scanlon et al. 2002). Ces méthodes se distinguent par leur capacité à quantifier la recharge à différentes échelles (Figure 1.1).

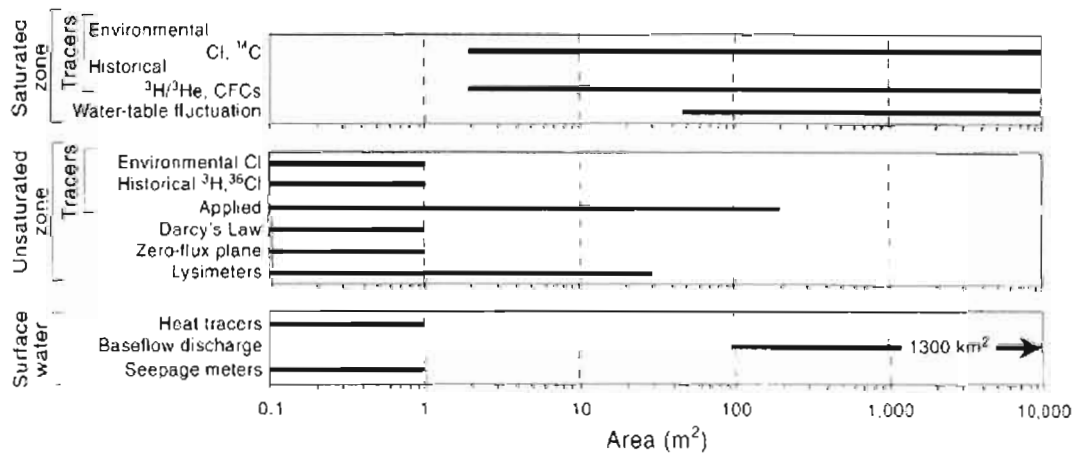


Figure 1.1 : Limite spatiale d'estimation de la recharge pour différentes méthodes (tiré de Scanlon et al., 2002).

1.3 Objectifs

Ce projet de maîtrise a été réalisé sur le site du Laboratoire Naturel du mont Covey Hill (Larocque et al. 2006). Les travaux de terrain ont eu lieu au cours des étés 2007 et 2008. Le projet comporte deux objectifs principaux qui visent à mieux comprendre le cheminement de l'eau souterraine sur le mont Covey Hill.

- 1- Localiser et quantifier les échanges entre la nappe et les cours d'eau.
- 2- Quantifier la recharge de l'aquifère régional et sa répartition spatio-temporelle.

Pour chaque objectif, plusieurs méthodes ont été appliquées afin d'augmenter la représentativité des résultats. Premièrement, les séries temporelles des variables hydrologiques (précipitations, débit et niveaux piézométriques) et la géochimie ont été utilisées pour étudier les échanges entre l'eau souterraine et les cours d'eau. Les résultats de ces analyses ont été présentés dans le cadre de la 10^e conférence conjointe CGS/AIH-CNC (Association internationale des hydrogéologues) qui s'est tenue à Halifax en septembre 2009 (Gagné et al., 2009). Les résultats de la quantification des débits de base obtenus dans cette étude ont été intégrés dans un article qui sera soumis bientôt à la revue *Journal of Hydrology* (Fournier et al., 2010). Par la suite, la recharge a été évaluée par modélisation de l'infiltration verticale. Les résultats de cette analyse ont été présentés au 62^e congrès de l'Association canadienne des ressources hydriques qui s'est tenu en juin 2009 à Québec.

Ce mémoire se divise comme suit : dans le chapitre 2, le site d'étude est décrit en détail au niveau de la géologie, de l'hydrologie et de l'hydrogéologie. Les méthodes de travail sont présentées au chapitre 3. Finalement, les résultats sont présentés et discutés au chapitre 4.

CHAPITRE II

DESCRIPTION DU SITE D'ÉTUDE

Dans ce chapitre, le site d'étude du mont Covey Hill est décrit en détail. La géologie de la roche en place et des sédiments quaternaires ainsi que l'hydrologie sont présentés en début de chapitre. Suivent ensuite les données météorologiques. Finalement, le contexte hydrogéologique est décrit à la fin du chapitre.

2.1 Contexte général et localisation

Le mont Covey Hill est situé dans le sud du Québec près de la frontière Canada/États-Unis (Figure 2.1). Il fait partie du bassin versant de la rivière Châteauguay, laquelle prend sa source plus au sud dans le lac Châteauguay situé dans l'État de New York aux États-Unis. Le mont Covey Hill culmine à 343 m au-dessus du niveau de la mer et s'élève à environ 200 m au-dessus de la plaine environnante. Son flanc nord est caractérisé par des pentes abruptes pouvant aller jusqu'à 13 %. Le côté ouest présente des pentes plus faibles.

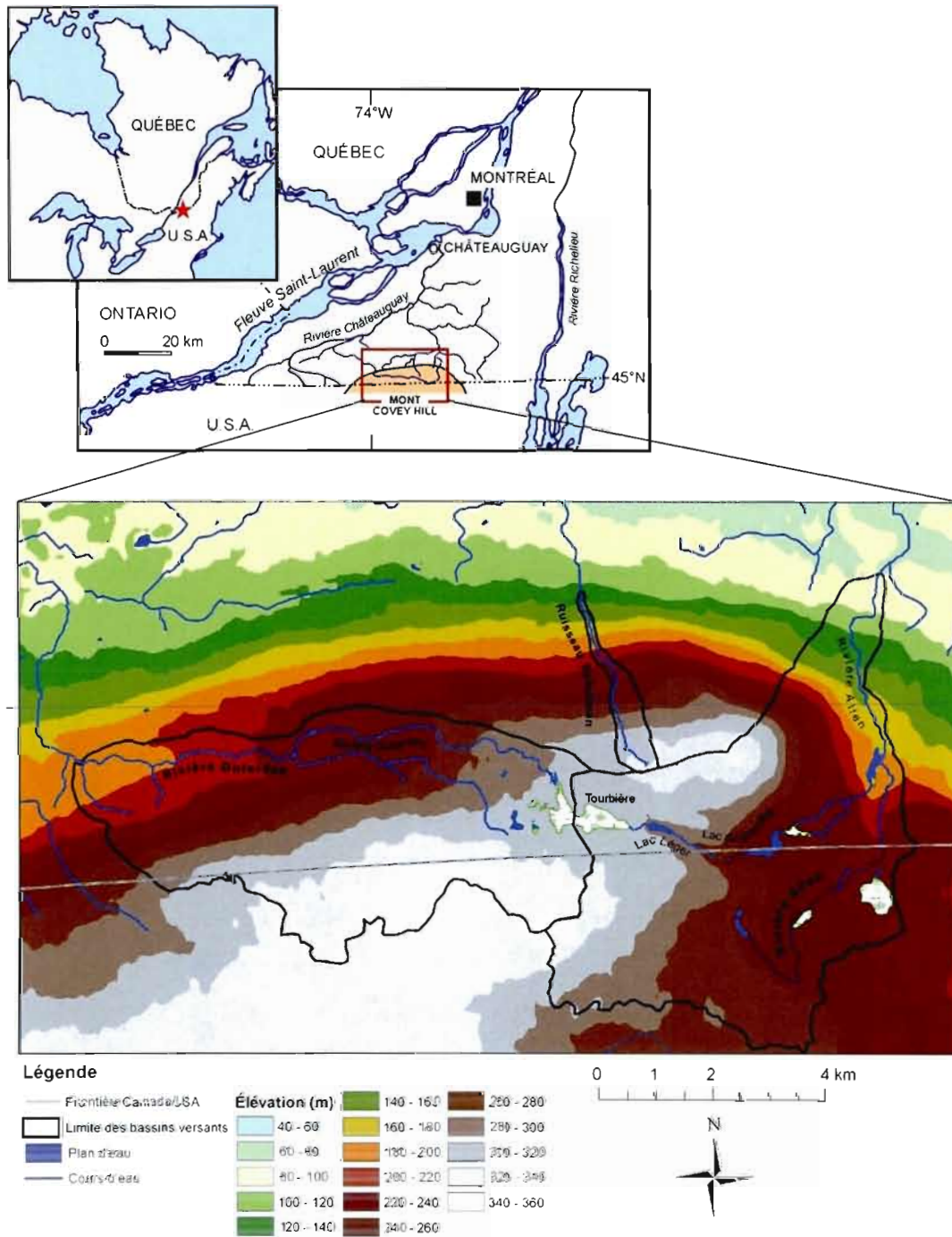


Figure 2.1 : Carte de la zone d'étude montrant les cours d'eau Allen, Outardes et Schulman ainsi que leur bassin versant respectif.

2.2 Géologie du substratum rocheux

Le mont Covey Hill constitue l'extension la plus nordique du massif montagneux des Adirondacks. Les roches sédimentaires qui composent le mont sont d'âge Cambro-ordovicien et se sont déposées durant les périodes de transgression marine lors de l'ouverture de l'océan Iapétus (Globensky, 1986; Hersi et Lavoie, 2000; Hersi et al., 2002; Lavoie, 2005). Le mont Covey Hill est composé des deux unités stratigraphiques les plus anciennes des Basses-Terres du Saint-Laurent : la Formation de Covey Hill (grès d'origine fluvatile) et la Formation de Cairnside (quartzite d'origine fluvatile) qui font toutes deux partie des grès du groupe de Potsdam. Ces unités reposent directement sur le socle pré-Cambrien et ceinturent les gneiss, granites et anorthosites du Bouclier Canadien qui composent le massif des Adirondacks plus au sud. Les grès de Covey Hill sont composés de couches conglomératiques de grès grossier arkosiques ainsi que de grès quartzitiques impurs. La composition est dominée par le quartz qui peut atteindre jusqu'à 90% de la composition minéralogique totale. Les plagioclases et la microcline comptent pour environ 15 % et les minéraux accessoires pour moins de 2% (Globensky, 1986). La Formation de Cairnside, bien que située au-dessus de la formation de Covey Hill d'un point de vue stratigraphique se retrouve à la base du mont et n'est présente que sur une faible partie de la zone d'étude. Structuralement, la Formation de Covey Hill est caractérisée par des lits horizontaux à subhorizontaux à structure entrecroisée dont les épaisseurs varient de quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres. Leurs pendages varient entre 0 ° et 7 ° et leurs directions entre le sud, le sud-ouest et l'ouest. Le mont Covey Hill est aussi affecté par des structures régionales. Celles-ci sont le résultat des déformations de la plate-forme des basses terres par les orogénèses qui ont formé la chaîne des Appalaches. L'anticlinal d'Aubrey débute à la base du mont, mais selon Globensky (1986), il n'aurait pas influencé le site puisque les directions des pendages ne reflètent pas celles observées dans les autres Formations qui ont été affectées lors de la formation de ce pli. Un autre élément structural majeur présent dans la zone d'étude est la faille de Havelock. Celle-ci sépare les roches de la Formation de Covey Hill de celles de la Formation de Cairnside avec un déplacement vertical pouvant atteindre 457 m (Clark, 1966). Associée à cette faille, la brèche de Havelock longe la faille de Havelock dans son extrémité sud. Sur la

zone d'étude, la brèche se situe à l'est de la partie aval de la rivière Allen. Toutefois, Globensky (1986) n'associe pas la brèche à l'orientation ni à la présence de ce cours d'eau.

2.3 Géologie des sédiments quaternaire

Les dépôts quaternaires qui recouvrent la zone d'étude sont principalement constitués du Till de Saint-Jaques (Lasalle, 1981) (Figure 2.2). Ce till a été déposé lors de la dernière avancée de l'Inlandsis Laurentidien, il y a approximativement 12 kas. Au sommet du mont Covey Hill, ce till est fortement remanié et son épaisseur maximale est de 1 m. À plusieurs endroits et notamment au sommet du mont, le grès affleure en surface sous la forme de grandes plaques très peu fracturées (connu sur le nom de *Flat Rocks*) (Franzi et al., 2002). Des dépôts de till de plusieurs mètres d'épaisseur sont rencontrés sur les flancs est et ouest du mont. Le lac pro-glaciaire Candona qui a envahi la région vers 11,5 kas (Tremblay, 2008) a laissé quelques dépôts lacustres sous les altitudes de 220 m. Par la suite, la transgression marine de la mer de Champlain a déposé des sédiments de plage (Mb) entre les altitudes de 150 et 80 m (Tremblay, 2008). Ces dépôts proviennent de l'érosion du grès de Covey Hill et du till en place et sont principalement composés de sable, de gravier et de blocs décimétriques. L'importance de ces dépôts augmente de l'est vers l'ouest sur le flanc nord de la colline.

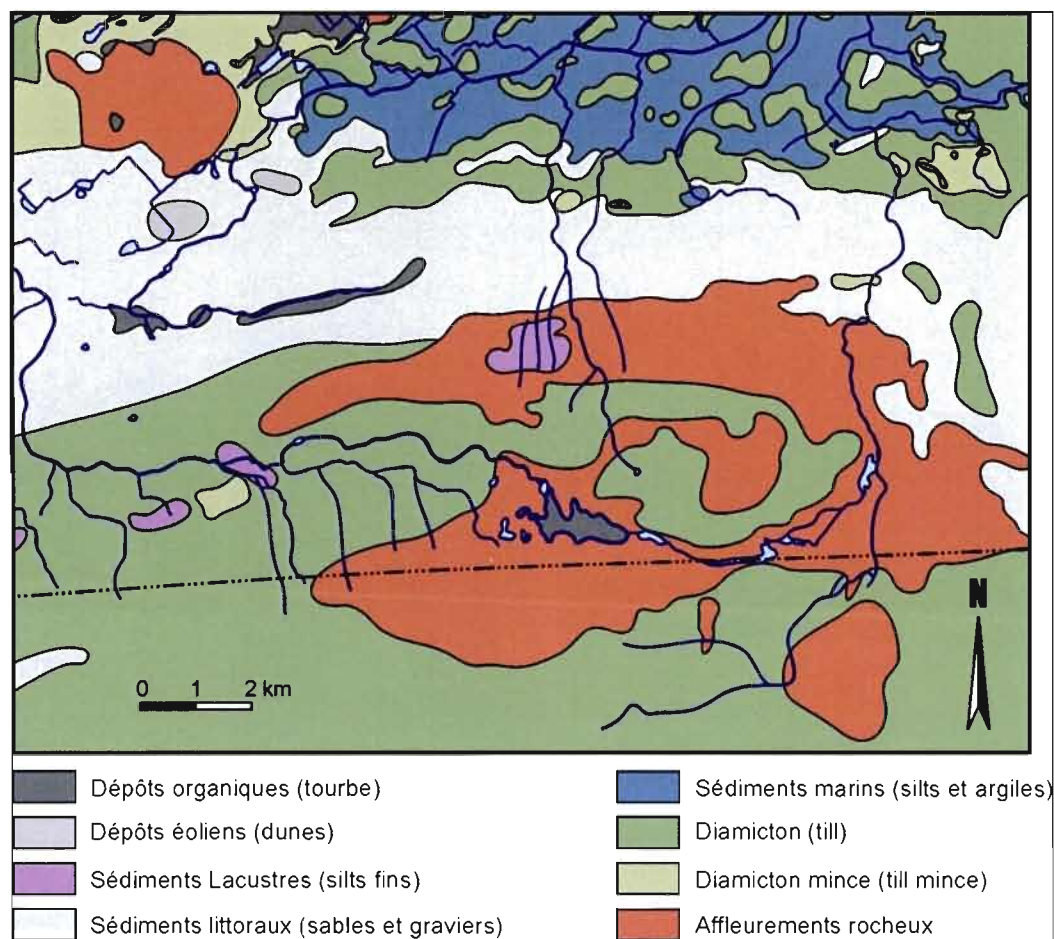


Figure 2.2 : Carte des sédiments quaternaires (tiré de Larocque et al., 2010)

2.4 Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique actuel s'est formé peu après le retrait du lac Lampsilis (Franzi et al., 2002). Trois cours d'eau principaux (Allen, Outardes et Schulman) drainent la zone d'étude de façon radiale à partir du sommet de la colline (Figure 2.1). Une tourbière est située presque au sommet, soit à 305 m au dessus du niveau de la mer. Cette tourbière est la plus ancienne connue du Québec avec un âge ^{14}C basal de 13 925 ans BP (Pellerin et al., 2009). Elle repose directement sur le grès de Covey Hill qui est quasi imperméable dans cette partie de la colline. Les cours d'eau Allen et Outardes prennent leur source dans cette tourbière. Les écoulements au sein de la tourbière se font principalement dans l'acrotelme (couche de surface constituée de matériaux peu décomposés) et contribuent à alimenter les deux cours

d'eau (Fournier, 2008). La rivière Allen (bassin versant de 28 km²) rencontre trois lacs et plusieurs milieux humides sur son parcours (Figure 2.3a). Elle coule directement sur le grès sur la majorité de son parcours. À quelques endroits, notamment à la sortie du lac du Gouffre, des sédiments de sable grossier composent son lit. Ces derniers sont de faible épaisseur et les couches de grès sont rencontrées après quelques dizaines de centimètres. Le niveau du lac du Gouffre est contrôlé par un barrage de castor situé à son exutoire tandis que le niveau du lac Enchanté est contrôlé par une digue artificielle servant à maintenir le niveau du lac pour des fins récréatives. Dans sa partie aval, la rivière Allen s'écoule à travers les sédiments littoraux de la mer de Champlain. Ces derniers ont été érodés jusqu'au grès et la rivière y est maintenant encavée jusqu'à 10 m par endroits.

La rivière Outardes (bassin versant de 26 km²) prend aussi sa source à la tourbière sommitale, mais du côté ouest de celle-ci (Figure 2.3b). À cet endroit, un petit lac s'est formé suite à la construction d'un barrage artificiel. Cette rivière rencontre un étang de castors et deux tributaires principaux s'y jettent à mi-parcours (Figure 2.4b). Dans sa partie amont, elle coule directement sur le grès. À environ 4 km de l'amont, la rivière coule sur un till gris carbonaté, et ce, jusqu'à une distance de 6 km. Par la suite, elle coule à nouveau sur le grès.

Le ruisseau Schulman (bassin versant de 1,2 km²) s'écoule en ligne droite sur la face nord du mont Covey Hill (Figure 2.3c). La pente moyenne de son bassin versant est de 8%. Il prend sa source dans un petit étang artificiel. Il rencontre lui aussi un étang de castor à 1,3 km de l'amont (Figure 2.3c). Le ruisseau coule sur le grès sur la presque totalité de son parcours. Vers l'altitude de 150 m, il rencontre les sédiments littoraux, mais ne les a pas érodés jusqu'au grès comme c'est le cas pour la rivière Allen.

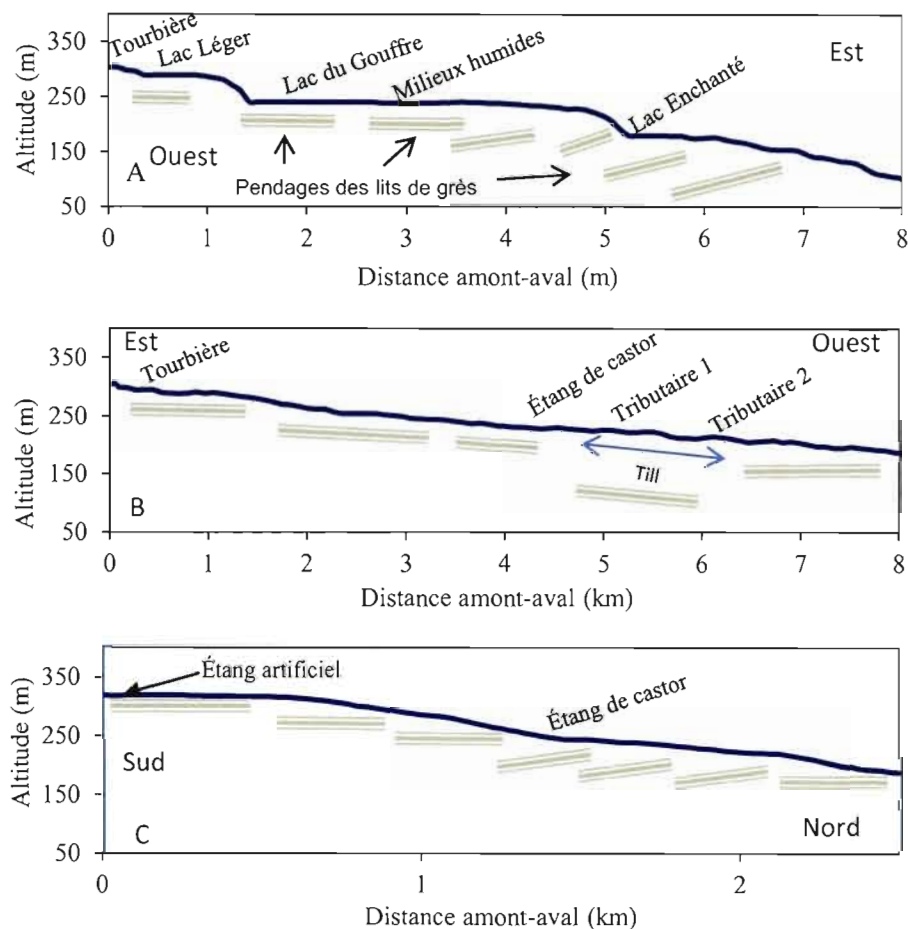


Figure 2.3 : Coupe longitudinale a) de la rivière Allen, b) de la rivière Outardes et c) du ruisseau Schulman. Les bandes beiges indiquent de manière conceptuelle, les pendages tels qu'observés sur le terrain et ceux documentés par Globensky (1986).

2.5 Météorologie

Les données météorologiques utilisées dans ce projet proviennent de différentes sources. Un pluviomètre à bascule (de marque Onset; précision de $\pm 0,1\%$) et une sonde de température (de marque Onset; précision de $\pm 0,5^\circ\text{C}$) ont été installés au sommet du mont Covey Hill (Laboratoire Naturel du mont Covey Hill; Larocque et al., 2006) (Figure 3.1). Les précipitations et la température de l'air y sont mesurées sur une fréquence horaire de mai à octobre (période hors gel). Les autres données météorologiques (humidité relative, vent, neige, pression atmosphérique et radiation solaire) ont été obtenues des stations

d'Environnement Canada de Hemmingford (située à 17,5 km à l'est du mont Covey Hill) et de Sainte-Clothilde (située à 18 km au nord-est). Les données de la station météorologique de Hemmingford montrent que la température moyenne annuelle est de 6,1°C et les précipitations moyennes annuelles sont de 929 mm (Environnement Canada, 2008). Sur le mont Covey Hill, les précipitations totales sont relativement semblables pour les périodes de mai à octobre lors des deux années étudiées : il est tombé 597 mm de pluie en 2007 et 595 mm en 2008 (Tableau 2.1). Il existe par contre une différence importante dans la répartition temporelle des précipitations mensuelles. En effet, les mois de juin, juillet et août de l'année 2007 ont été plus secs que ceux 2008.

Tableau 2.1 Précipitations mensuelles pour 2007 et 2008 obtenues à la station du Laboratoire naturel du mont Covey Hill

Mois	Précipitations 2007 (mm)	Précipitations 2008 (mm)	Différence 2007- 2008 (mm)	Hemmingford Moy 1977-2007
Mai	91	51	40	80,1
Juin	109	144	-35	81,6
Juillet	125	136	-12	95,5
Août	55	93	-37	93,8
Septembre	90	92	-2	99,2
Octobre	127	79	48	87,5
TOTAL	597	595	2	537,7

2.6. Niveaux piézométriques et hydrogéologie

La figure 2.4 montre la carte piézométrique du site d'étude. Elle a été construite à partir des données du Système d'information hydrogéologique du MDDEP et des mesures réalisées dans le cadre du projet. L'écoulement se fait de façon radiale à partir de la portion sud-est du bassin de la rivière Outardes et du sommet du mont. En général, les niveaux piézométriques suivent la topographie. Sur le bassin de la rivière Outardes, la profondeur de la nappe phréatique diminue d'est en ouest passant de 4 m à moins de 1 m. Des conditions artésiennes sont aussi présentes vers l'aval de la rivière. Sur le bassin de la rivière Allen, le niveau de la nappe se situe en moyenne à 5 m de la surface. Pour les deux bassins versants, la profondeur

de la nappe varie selon la profondeur des forages. En général, les forages les plus profonds ont un niveau piézométrique plus faible que les forages superficiels. Sur le flanc nord, plusieurs résurgences sont présentes ce qui indique la proximité de la nappe. C'est aussi dans cette zone que sont rencontrés les gradients hydrauliques les plus importants (1 :1), tandis que dans la partie ouest ils sont plus faibles (1 :5).

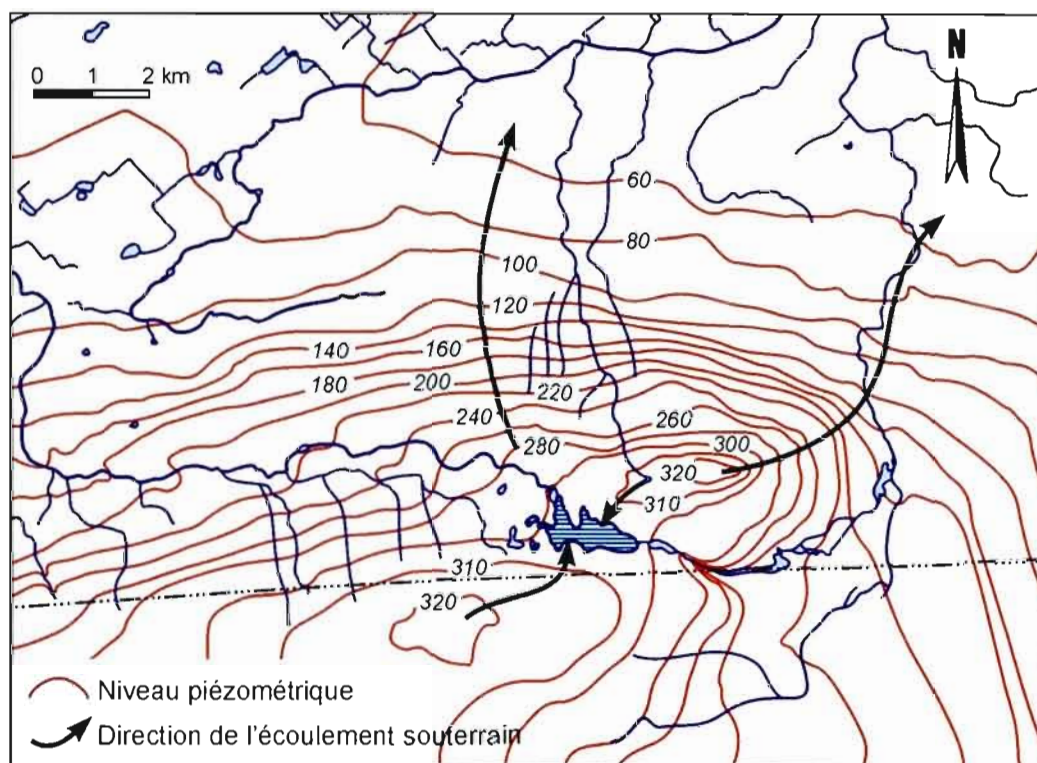


Figure 2.4 : Carte de la piézométrie régionale du site d'étude.

D'un point de vue hydrogéologique, l'aquifère fracturé du mont Covey Hill est complexe. En effet, les travaux de Nastev et al. (2008) ont montré que le grès de Covey Hill est composé d'une succession de zones perméable (fractures) ayant des transmissivités de plusieurs ordres de magnitude supérieure à la roche non fracturée qui les sépare. Ces zones perméables sont peu nombreuses verticalement et sont espacées d'une dizaine de mètres. Par contre, leur étendue horizontale peut atteindre 1,5 km. La conductivité hydraulique du grès de Covey Hill varie de $1,3 \times 10^{-6}$ m/s à $4,8 \times 10^{-6}$ m/s (Nastev et al., 2008; Fournier, 2008) selon les méthodes de caractérisation (essais de pompages et essais à charge variable).

CHAPITRE III

MÉTHODOLOGIE

3.1. Mesure du débit

Le volume d'eau qui s'écoule dans une rivière représente une part importante du bilan hydrique d'un bassin versant. Une grande attention a donc été accordée à la mesure du débit des rivières durant ce projet, afin de maximiser la connaissance de la dynamique hydrique des cours d'eau du site d'étude. Plusieurs méthodes existent pour mesurer le débit d'un cours d'eau. Le déversoir, l'équation de Manning et la méthode des sections de cours d'eau sont parmi les plus utilisées. Ces méthodes ont chacune des avantages et des inconvénients. Le déversoir permet d'obtenir une mesure précise du débit, mais nécessite une installation permanente qui peut être coûteuse et perturber le milieu naturel. L'équation de Manning peut remplacer les mesures directes du débit, mais entraîne une plus grande incertitude (Harmel et al., 2006). Les méthodes des sections de cours d'eau permettent la mesure directe du débit à l'aide d'un vélocimètre et sont les plus couramment utilisées (Rantz et al., 1982). Dans ce projet, la méthode des sections de cours d'eau a été choisie pour faire la mesure du débit des cours d'eau.

Cette méthode consiste à séparer le cours d'eau en sections où la vitesse de l'eau et la profondeur sont mesurées. Dans ce projet, la vitesse a été mesurée à l'aide d'un vélocimètre à hélice (Swoffer 2100^{lm}) à 80% et 20% de la profondeur de chaque section. Les résultats obtenus ont ensuite été utilisés pour construire une courbe de tarage (relation hauteur d'eau/débit; voir section suivante). Les hauteurs d'eau ont été mesurées à l'aide d'une sonde

limnimétrique (TrueTrack[™], Intech Instrument Ltd.) installée à cinq stations identifiées « débit instrumenté » sur la figure 3.1. L'erreur de mesure fournie par le fabricant est de 1 %.

Les cinq stations limnimétriques utilisées dans ce projet font partie de l'installation permanente du Laboratoire naturel du mont Covey Hill (Larocque et al., 2006). Chacune est équipée d'une sonde limnimétrique insérée dans un tube de PVC perforé à sa base. Les niveaux d'eau y sont enregistrés chaque année depuis 2006 (Fournier, 2008), sur une fréquence horaire, de mai à octobre afin d'éviter le gel.

Neuf stations supplémentaires, identifiées « débit » sur la figure 3.1, ont été ajoutées en 2007, mais elles ne sont pas équipées de sondes limnimétriques. Cinq stations de ce type ont été installées sur la rivière Allen, une sur la rivière Outardes et deux sur le ruisseau Schulman. À ces stations, le débit a été mesuré une fois par semaine au cours de l'été 2007 avec la méthode des sections. Les résultats obtenus grâce à ces stations supplémentaires ont permis d'améliorer la connaissance sur la distribution spatiale du débit, notamment dans l'axe amont/aval des cours d'eau.

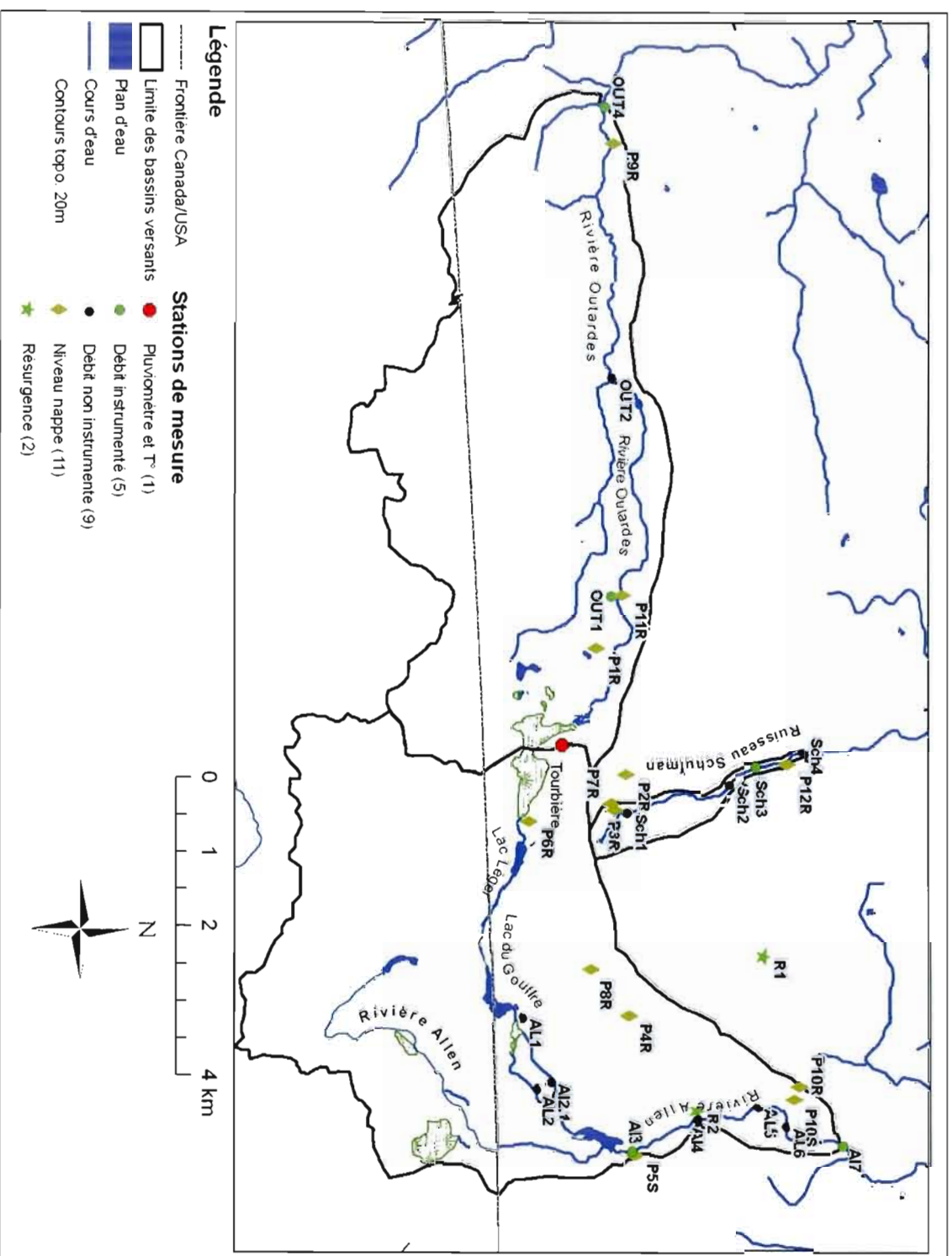


Figure 3.1 : Localisation des stations de mesures de la zone d'étude.

3.2. Courbes de tarage et calcul du débit

Afin d'obtenir les séries temporelles de débits des cours d'eau et de quantifier les volumes d'eau qui s'y écoulent, des courbes de tarage ont été conçues pour chacune des stations limnimétriques instrumentées. Ces courbes expriment la relation entre deux mesures : la hauteur d'eau (H) et le débit (Q). La première est enregistrée par la sonde limnimétrique installée à la station et la seconde est mesurée selon la méthode décrite à la section 3.1. La relation mathématique entre ces deux variables peut être exprimée de plusieurs façons. La plus courante est le calcul de l'équation de régression qui minimise le r^2 de Pearson. Cette équation, qui peut être linéaire ou non, suppose que la relation entre H et Q est continue et uniforme. Il faut donc que le chenal d'écoulement où est prise la mesure demeure stable, peu importe le débit (DeGagne et Mark, 1996). En réalité, le lit des cours d'eau évolue constamment, ce qui pose un problème théorique à l'utilisation de cette technique. L'hypothèse de stabilité du lit du cours d'eau peut être vérifiée par des mesures répétées de différents états du cours d'eau durant une année donnée. Par exemple, à la station A17, sur le ruisseau Allen, deux courbes de tarage ont dû être construites pour les périodes de mesure de 2007 et de 2008, en réponse à un changement dans la morphologie du cours d'eau (Figure 3.2). Les courbes de tarage des autres stations sont données à l'annexe A.

Pour chaque station limnimétrique, une équation de régression linéaire (polynomiale ou puissance) a été choisie afin de maximiser le r^2 de Pearson. L'incertitude sur la courbe de tarage peut être calculée en utilisant l'intervalle de confiance de l'équation de régression. Cette approche ne tient pas compte de l'erreur de mesure du débit, mais seulement de l'incertitude de la droite de régression. L'erreur sur la mesure du débit varie de 2 % à 15 % lorsque ce dernier est mesuré de façon adéquate (Carter et Anderson, 1963; Harmel et al., 2006). L'incertitude se situe donc au niveau de la relation entre H et Q. Les courbes de tarages de cette étude n'englobent pas toutes les gammes possibles de hauteurs d'eau. Par exemple, le manque de points de mesures pour les débits extrêmes entraîne une plus grande incertitude dans cette portion de la courbe de tarage. La courte durée de ces événements rend difficile l'obtention de points de mesures pour cette gamme de valeurs.

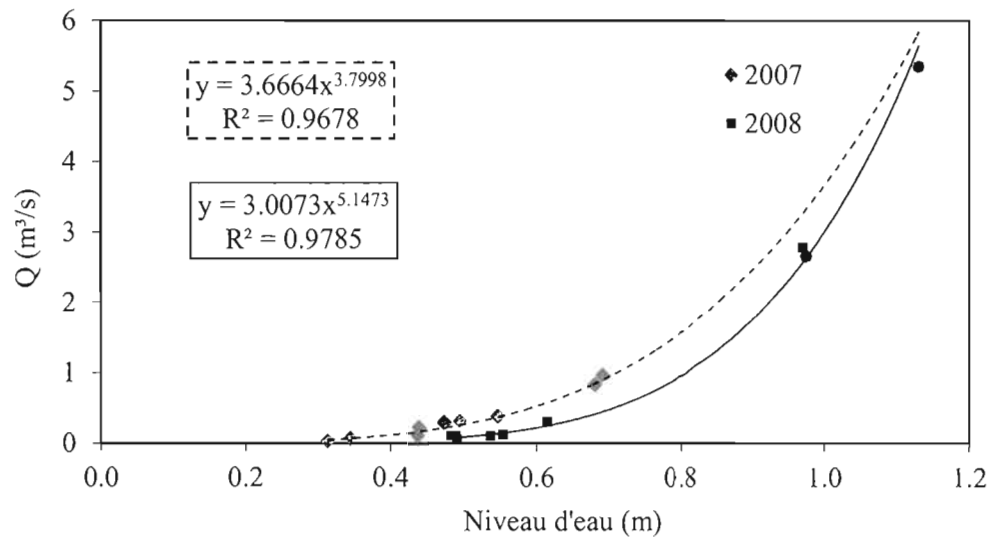


Figure 3.2 : Courbe de tarage pour la station A17 pour les années 2007 et 2008. L'encadré pointillé correspond à l'équation de la régression pour les mesures réalisées en 2007 et l'encadré en ligne continue, les mesures réalisées en 2008.

3.3. Séparation des débits de base

3.3.1 Filtre de Chapman

Les séries temporelles obtenues durant les années 2007 et 2008 ont été traitées à l'aide du filtre numérique développé par Chapman (1999). Ce filtre permet la séparation de l'hydrogramme en deux composantes : l'écoulement rapide et l'écoulement lent. L'écoulement lent inclut la contribution de l'aquifère, mais aussi celle de l'écoulement hypodermique et correspond au débit de base de la rivière. Les débits de base obtenus avec ce filtre ne représentent donc pas nécessairement la contribution réelle de l'eau souterraine au cours d'eau. L'équation utilisée dans ce filtre a été développée par Boughton (1993) et comporte deux paramètres qui doivent être ajustés par l'utilisateur.

$$Qb(i) = \frac{K}{1+C} Qb(i+1) + \frac{C}{1+C} Q(i) \quad \text{Équ.1.}$$

Où :

$Qb(i)$ = Débit de base à l'intervalle de temps i (m^3/s)

$Q(i)$ = Débit total au temps i (m^3/s)

K = Constante de récession (0,85)

C = Paramètre d'ajustement (0,96)

3.3.2 Analyse de fréquence

Les débits correspondants au 90^e percentile (Q_{90}) peuvent être interprétés comme la contribution de l'eau souterraine et la vidange de l'emmagasinement de sous-surface (Brodie et al., 2007). Le Q_{90} représente les valeurs de débit les plus fréquentes qui sont rencontrées durant les périodes d'étiage où le débit ne varie que très peu. Les valeurs correspondant au 90^e percentile des débits horaires ont été calculées pour chaque mois aux stations Al7, Out4 et Sch3.

3.4. Suivi piézométrique

Le suivi du niveau de la nappe a été amorcé dans le cadre de la mise en place du Laboratoire naturel du mont Covey Hill et des travaux de Fournier (2008). Neuf stations piézométriques (Figure 3.1) ont été installées sur le site d'étude. Ces stations sont soit des puits de particuliers ou des puits dédiés à l'observation. Un puits géré par le Ministère du Développement Durable de l'Environnement et des Parcs du Québec (P14R, Réseau de suivi des eaux souterraines du Québec) a aussi été utilisé dans cette étude. Tous les sites, à l'exception des puits P9R, P10R et P10S qui ne sont pas instrumentés, sont équipés de sondes de mesure de la pression hydrostatique (Level Logger, Solinst Canada inc.). Les niveaux de nappe ont été mesurés avec une fréquence horaire. Dans certains puits utilisés à des fins domestiques (P1R, P2R, P3R, P8R et P11R) des pompes fréquents entraînaient de fortes variations du niveau d'eau. Ces variations ont été filtrées en s'assurant que chaque valeur ne soit pas inférieure à 0,01 % de la moyenne des trois valeurs précédentes de manière à obtenir

les fluctuations naturelles de la nappe phréatique (les données filtrées sont celles utilisées et montrées dans ce mémoire). La méthode utilisée pour filtrer ne permet toutefois pas d'enlever totalement l'effet des pompages domestiques. La description des puits est donnée dans le tableau de l'annexe B.

3.5. Suivi de la température de l'eau des résurgences

Le suivi de la température de l'eau des résurgences a été fait à l'aide de sonde HOBO Temp (Onsettm) à deux sites (Figure 3.1). Les températures ont été enregistrées avec une fréquence horaire à partir du printemps 2007. L'erreur sur la mesure fournie par le fabricant est de 0,5°C. Les sondes ont été insérées dans un tube ABS perforé et installées directement dans la fracture d'où s'écoule l'eau (R1) ou le plus près possible lorsque la fracture était trop étroite (R2).

3.6. Échantillonnage d'eau

D'avril à novembre 2007 et 2008, les cours d'eau, l'eau souterraine et les précipitations ont été échantillonnés pour différentes analyses. Les stations d'échantillonnage sont situées aux mêmes endroits que les stations de mesures du débit (voir stations instrumentées et stations non instrumentées à la section 3.1) et piézométriques (voir section 3.2).

3.6.1. Ions majeurs, isotopes stables et caractéristiques physico-chimiques de l'eau

Les précipitations ont été échantillonnées au pluviomètre avec une fréquence mensuelle dans le but de générer une droite météoritique locale de la composition isotopique de l'eau de pluie. Des échantillons de neige ont aussi été prélevés aux mois de décembre 2007 et mars 2008 au site du pluviomètre. La neige a été prélevée dans des contenants étanches et entreposée à la température de la pièce pour obtenir des échantillons liquides (Fournier, 2008). Des échantillons d'eau ont été prélevés à chaque station (limnimétrique et piézométrique) sur une fréquence hebdomadaire (ions majeurs) et mensuelle (^2H et ^{18}O). Les

échantillons destinés à l'analyse des cations majeurs (Ca^{+2} , K^+ , Na^+ , Mg^{+2} , Na^+) et des isotopes stables de l'eau ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) ont été prélevés dans des bouteilles de polyéthylène de 30 ml. Avant l'échantillonnage, chaque bouteille a été rincée trois fois avec l'eau à échantillonner. Au moment de l'échantillonnage, la conductivité électrique, le pH et la température étaient mesurés à l'aide d'un multimètre (MTW 340i). L'analyse des ions majeurs a été faite par absorption atomique à la flamme aux laboratoires de l'Institut des sciences de l'environnement de l'UQAM. La précision des mesures est de 0,5 mg/L. Les isotopes stables de l'eau ont été analysés au GEOTOP. La précision des mesures est de +/- 1 ‰.

3.6.2. ^{222}Rn Radon

Le ^{222}Rn (^{222}Rn) est un gaz radioactif (demi-vie de 3,84 jours) naturellement présent dans l'eau souterraine et qui provient de la désintégration radioactive de l'uranium 238 (^{238}U). Le temps de résidence du ^{222}Rn dans l'eau de surface est court, car le dégazage est important surtout lorsque le cours d'eau comporte plusieurs rapides et est peu profond, ce qui est le cas pour les trois cours d'eau étudiés sur le mont Covey Hill. Cette propriété du ^{222}Rn permet d'utiliser ce traceur pour identifier les zones d'émergence de l'aquifère dans un cours d'eau (Cook et al. 2006). Les échantillons d'eau pour la quantification du ^{222}Rn ont été prélevés une seule fois, au début du mois de juin. L'échantillonnage a été réalisé à toutes les stations de mesure du débit (stations instrumentées et stations non instrumentées). La méthode d'échantillonnage est décrite par Leaney et Herczeg (2006). Les échantillons ont été envoyés au CISRO Land and Water (Adelaide, Australie) et analysés par scintillation liquide moins de six jours après l'échantillonnage.

3.7. Indice de végétation normalisée différenciée

Les données de l'indice de végétation normalisée différenciée (Normalized differenced vegetation indice, NDVI) ont été obtenues à partir de la banque de données MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) de la NASA. Les valeurs de NDVI

représentent l'intensité de la réflexion du spectre lumineux dans les fréquences du rouge, de l'infrarouge proche et du bleu. Les valeurs peuvent varier de 0 (eau) à 1 (surface densément feuillue). La résolution spatiale des cartes est de 500 m. Les valeurs de NDVI disponibles sur ce site sont mesurées avec une fréquence mensuelle et bimensuelle. Pour obtenir les valeurs journalières, une interpolation linéaire entre chaque valeur mensuelle et pour chaque point de mesure a été calculée (Figure 3.3). Vu la très faible variabilité spatiale de NDVI sur les trois bassins étudiés, une seule courbe est utilisée pour toute la zone d'étude.

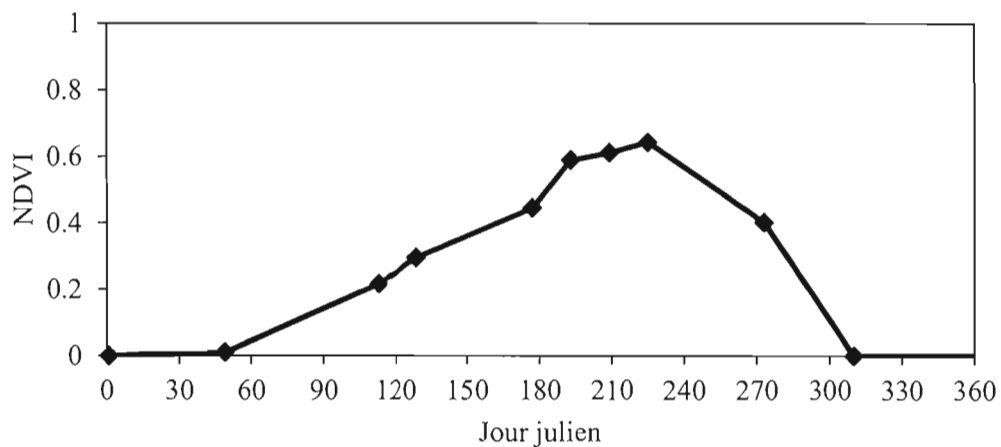


Figure 3.3 : Évolution journalière moyenne des valeurs de NDVI pour les bassins versants Allen et Outardes.

3.8. Calcul de l'évapotranspiration

L'évapotranspiration potentielle (ETP) est une composante importante dans le cycle hydrologique d'un bassin versant. Par contre, elle est difficile à mesurer directement sur le terrain, car elle nécessite des investissements importants en temps et en équipements (lysimètres, instruments météorologiques). Dans ce projet, l'ETP a été calculée avec l'équation de Penman-Monteith (Allen et al., 1998), une approche très couramment utilisée. Plusieurs travaux ont démontré la représentativité de cette équation par rapport aux valeurs d'ETP mesurées (Wilson et al., 2001; Burt et al., 2005). Dans ce projet, l'équation complète a été utilisée. Celle-ci intègre la variation temporelle de la surface foliaire (Leaf Area Index ou LAI) et se présente sous la forme de l'équation 1. Une valeur d'ETP a donc été calculée pour

chacune des mailles de 500 m de côté pour lesquelles des valeurs de NDVI étaient disponibles. L'ETP a été calculée sur les bassins versants des rivières Allen et Outardes. Le bassin du ruisseau Schulman a été écarté à cause de sa faible superficie.

$$ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)}$$

Équ.2.

ET = Évapotranspiration (mm/j)

Δ = Pente de saturation de la vapeur (kPa/°C)

R_n = Radiation solaire nette (Watt/m²)

G = Flux du sol (Watt/m²)

ρ_a = Pression atmosphérique (kPa)

C_p = Chaleur spécifique de l'air humide (MJ/kg/°C)

e_s = Pression de vapeur saturante (kPa)

e_a = Pression de vapeur saturante actuelle (kPa)

r_a = Résistance aérodynamique (s/m)

r_s = Résistance de surface (s/m)

γ = Constante psychométrique (kPa/°C)

$$r_s = \frac{r_i}{\text{LAI actif}}$$

Équ.3.

r_s = Résistance foliaire (100 s/m)

LAI actif = 50% de LAI.

Le LAI actif indique qu'en général, seulement la moitié de la canopée contribue activement aux échanges d'énergie et de vapeur d'eau. Les valeurs d'indice de surface foliaire (Leaf

Area Index ou LAI) sont obtenues en transformant les valeurs de NDVI selon l'équation suivante (Peterson et al., 1987):

$$LAI = \left[0,52 \times \frac{NDVI+1}{1-NDVI} \right]^{1,715} \quad \text{Équ.4}$$

L'utilisation de cette méthode de calcul est représentative de l'ETP calculée à l'aide d'autre méthode comme la modélisation hydrologique et les mesures *in situ* (lysimètres, mesure du ratio de Bowen, mesure des flux de sève) (Kite et Droogers, 2000; Biftu et Gan, 2000; Ortega-Farias et al., 2004)

Ces équations ont été utilisées pour calculer l'évapotranspiration annuelle de 1999 à 2008 sur le mont Covey Hill. La moyenne interannuelle de l'ETP obtenue est de 392 mm pour le bassin Allen et de 377 mm pour le bassin de la rivière Outardes. L'ETP annuelle est présentée au tableau 3.1.

Tableau 3.1 : ETP annuelle pour les bassins versants des rivières Allen et Outardes.

	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008
Allen (mm)	384	402	268	387	388	402	424	447	364	417	429
Outardes (mm)	369	386	257	372	373	387	407	431	351	403	412

3.9 Estimation de la recharge

3.9.1 Calcul du bilan hydrique

Le calcul du bilan hydrique donne de l'information sur les flux d'eau au sein du système atmosphère-eaux de surface-eaux souterraines. Il s'agit en fait de quantifier le mieux possible les flux entrant et sortant afin de comprendre la dynamique hydrique du système. Dans ce travail, les calculs du bilan hydrique ont été faits mensuellement pour les périodes de mai à octobre de 2007 et 2008. L'équation du calcul du bilan hydrique utilisée est la suivante :

$$R \pm \Delta S = P - Q - ETP$$

Équ.5

R = Recharge de l'aquifère régional [L]

ΔS = Variation de l'emmagasinement [L]

P = Précipitations [L]

Q = Débit à l'exutoire [L]

ETP = Évapotranspiration potentielle [L]

3.9.2 Modèle d'infiltration verticale

Afin de quantifier la recharge vers l'aquifère régional, un modèle d'infiltration verticale a été construit dans Excel. Ce modèle, nommé MIV (modèle d'infiltration verticale), utilise l'équation 4 pour calculer le bilan hydrique journalier d'un profil de sol de 2500 m (500 m x 500 m). La structure du modèle est décrite en détail à l'annexe C. Le modèle a été utilisé pour estimer la recharge sur les bassins versants Outardes et Allen. Le bassin versant du ruisseau Schulman n'a pas été modélisé, car sa superficie est trop petite. Pour chaque maille, une valeur de moyenne de pente, de conductivité hydraulique (K), de capacité au champ (CC) et le point de flétrissement (Pf) ont été assignés. La distribution de ces paramètres dans la zone d'étude est illustrée à la figure C3a de l'annexe C. Les autres paramètres nécessaires au modèle sont présentés au tableau C3b de l'annexe C. Les données météorologiques mesurées et d'ETP estimées avec la méthode de Penman-Monteith (voir section 3.8) ont servi à simuler la recharge (ou l'infiltration verticale) pour la période 1999-2008.

3.10. Analyses des séries temporelles

Les séries temporelles de débits, de niveaux piézométriques, et de précipitations ont été analysées à l'aide d'analyses corrélatoires simples et croisées et d'analyses spectrales simples. L'utilisation de ces techniques est courante dans l'étude des systèmes karstiques (Larocque et al., 1998; Bailly-Compte et al., 2008). Par contre, ces outils d'analyse ont été

peu utilisés dans le contexte hydrogéologique d'un aquifère au roc comme dans la présente étude.

Le tableau 3.2 présente les données utilisées dans les analyses de séries temporelles ainsi que les périodes couvertes par les différentes chroniques.

Tableau 3.2 : Données utilisées dans l'analyse des séries temporelles

Station	Type de données	Données disponibles
Pluviomètre	Précipitation	Mai à octobre (2007-2008)
A17	Débit	Mai à octobre (2007-2008)
Sch3	Débit	Mai à octobre (2007-2008)
Out4	Débit	Mai à octobre (2006-2007-2008)
P1R	Niveau	Oct. 2006 à Déc. 2008
P2R	Niveau	Juin 2006 à Déc. 2008
P3R	Niveau	Oct. 2006 à Déc. 2008
P4R	Niveau	Déc. 2006 à Déc. 2008
P5S	Niveau	Déc. 2006 à Déc. 2008
P6R	Niveau	Juin 2007 à Déc. 2008
P7R	Niveau	Juin 2007 à Déc. 2008
P8R	Niveau	Oct. 2006 à Juin 2008
P13R	Niveau	Déc. 2006 à Déc. 2008

Les auto-corrélations ont d'abord été calculées afin de déterminer l'effet mémoire des séries temporelles.

$$r = \frac{C(k)}{C(0)} \quad \text{Équ. 6.}$$

$$C = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (X_t - \bar{X}) (X_{t+k} - \bar{X}) \quad \text{Équ. 7.}$$

k = Délais

n = Longueur de la série de données

x = Événement singulier

C = Corrélation simple

r = Coefficient de corrélation simple

Les corrélations croisées (Équ. 8 et 9) ont ensuite été utilisées afin d'identifier le degré d'interaction que certaines variables peuvent avoir entre elles.

$$r_{xy} = \frac{C_{xy}(k)}{\sigma_x \sigma_y} \quad \text{Équ.8.}$$

$$C_{xy} = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (X_t - \bar{X}) (Y_{t+k} - \bar{Y}) \quad \text{Équ.9.}$$

r_{xy} = Coefficient de corrélation croisé

k = Pas de temps de la série de données ($k = 0$ à m)

C_{xy} = Corrélation croisée

n = Longueur de la série de données

x = Événement singulier

Afin de déterminer la présence de cycle dans les séries temporelles, une analyse spectrale simple des chroniques de précipitations, de débit et de niveaux piézométriques a été réalisée. La fonction de densité spectrale se calcule selon les équations 10 et 11.

$$s(f) = 2 \left[1 + 2 \sum_{k=1}^m D(k) r(k) \cos(2\pi f k) \right] \quad \text{Équ. 10.}$$

$$d(k) = \frac{\left(1 + \cos \pi \frac{k}{m} \right)}{2} \quad \text{Équ. 11.}$$

$s(f)$ = Fonction de densité spectrale

f = Fréquence

m = Étendue de la plage de données analysée

$d(k)$ est le filtre de Tukey qui permet de tester si les valeurs estimées ne sont pas biaisées

CHAPITRE IV

RÉSULTATS ET DISCUSSION

Dans ce chapitre, tous les résultats sont présentés et discutés. Les chroniques de débits totaux des trois bassins versants sont d'abord analysées. La séparation des débits de base est ensuite présentée, suivie des chroniques de niveaux piézométriques et des températures de l'eau des résurgences. Par la suite, les analyses corrélatoires et spectrales des séries temporelles des débits et des niveaux piézométriques sont présentées. Les résultats des analyses géochimiques de l'eau suivent ensuite. Finalement, la recharge est calculée par bilan hydrique et simulée à l'aide du Modèle d'infiltration verticale.

4.1. Débits totaux des cours d'eau Allen, Outardes et Schulman

4.1.1 Chroniques de débits totaux

Les statistiques de bases des débits totaux aux stations AL7, OUT4 et SCH3, sont montrées au tableau 4.1. Les résultats indiquent que pour les trois stations, la période 2007 a été plus sèche que la période 2008. En effet, toutes les valeurs de la période 2007 sont inférieures à ceux de la période 2008. La différence importante entre le débit maximum des périodes 2007 et 2008 à la station AL7 est attribuable l'événement pluvieux extrême du 31 mai 2008. Les bassins versant Outardes et Schulman semblent avoir été moins touchés par cet événement puisque la différence entre les valeurs maximales pour les périodes 2007 et 2008 est moins importante.

Tableau 4.1 : Statistiques des débits (m/s) pour les trois stations situées aux exutoires des bassins versants Allen, Outardes et Schulman.

Station	Période	Moyenne	Minimum	Maximum
AL7	2007	0,165	0,007	2,917
	2008	0,389	0,055	13,365
OUT4	2007	0,323	0,013	4,276
	2008	0,546	0,071	9,224
SCH3	2007	0,008	0,001	0,265
	2008	0,019	0,001	0,831

La figure 4.1 montre les hydrogrammes de l'année 2008 aux exutoires des bassins Allen, Outardes et Schulman (les chroniques de l'année 2007 sont présentées à l'annexe D). L'hydrogramme pour la période 2008 du ruisseau Schulman n'est pas complet, car les valeurs des mois d'août et septembre sont manquantes en raison d'une défectuosité de la sonde limnimétrique. Afin de faciliter la comparaison des rivières Allen et Outardes, les débits de ces rivières sont présentés en échelle logarithmique. Ces chroniques permettent de constater une différence marquée dans la dynamique des trois bassins versants. En effet, les précipitations génèrent sur la rivière Outardes, des pointes de débit plus importantes que sur la rivière Allen. Le temps de montée moyen (période entre le début de la crue et le débit de pointe), calculé par observation visuelle de toutes les séries de données disponibles est de 9 h et de 7 h pour les bassins Allen et Outardes respectivement. La différence de superficie des deux (Outardes, 23 km; Allen, 26 km) ne peut expliquer à elle seule cette différence. Celle-ci serait plutôt liée, en partie, à la géomorphologie contrastée entre les deux cours d'eau. La rivière Allen est caractérisée par la présence de lacs, d'étang ou de zones humides où la pente est très faible. Ces zones ralentissent l'écoulement et favorisent l'infiltration. Inversement, une grande partie de la surface du bassin versant de la rivière Outardes est caractérisée par la présence de grès du Potsdam ou *Flat Rock* peu fracturée en surface (Globensky, 1986) qui limite l'infiltration et favorise l'écoulement de surface.

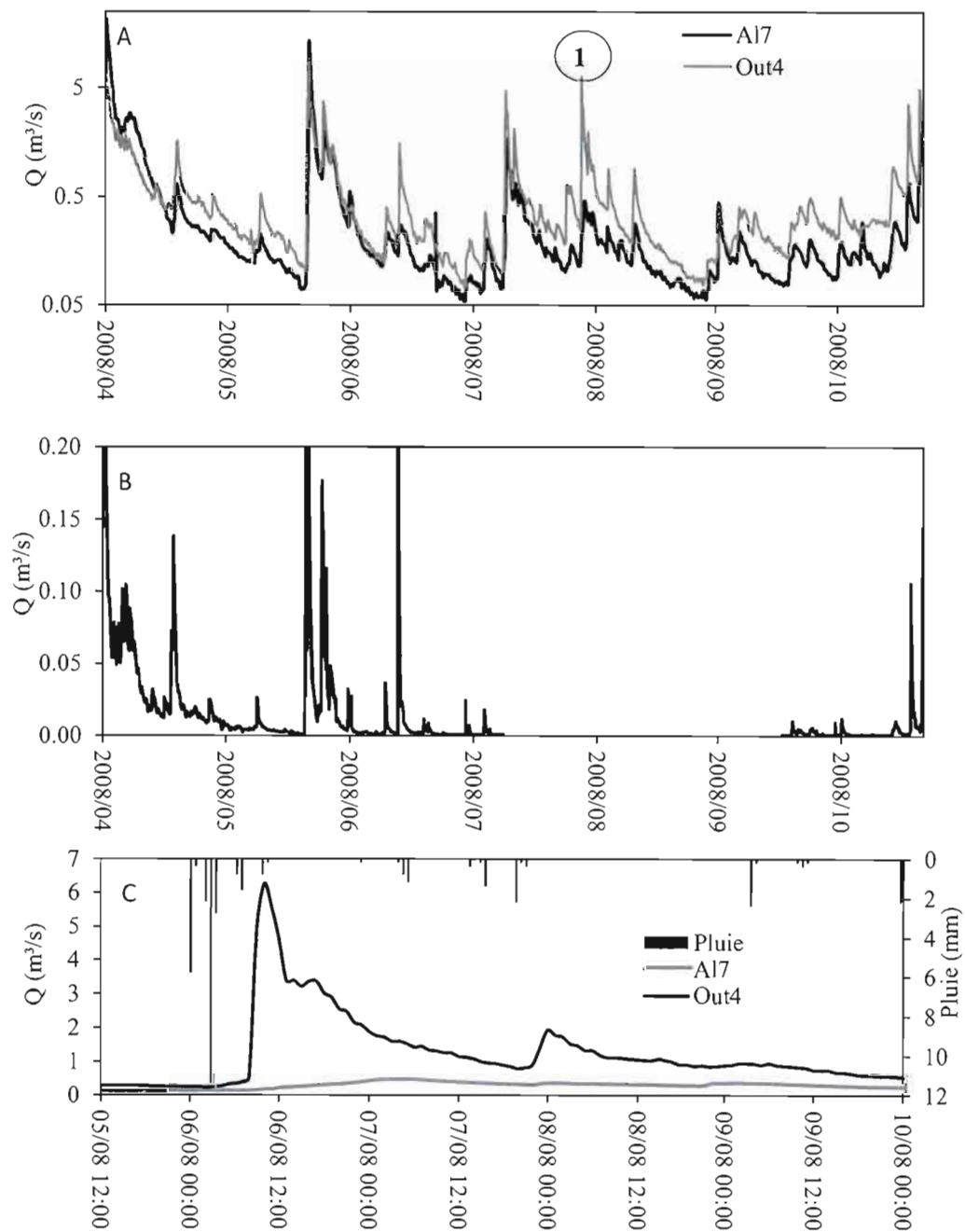


Figure 4.1. Hydrographes 2008 aux exutoires a) des bassins Allen et Outardes, b) du bassin Schulman et c) comparaison de la réaction des rivières Allen et Outardes lors de la crue du 6 août 2008.

D'autre part, la ramification du réseau hydrographique de la rivière Outardes est plus développée que celle de la rivière Allen. Plusieurs cours d'eau non permanents drainent sa partie sud, ce qui entraîne un écoulement plus rapide de l'eau lors d'événements pluvieux et donc des pointes de crues plus importantes. La figure 4.1c montre un exemple de la réaction des deux cours d'eau lors d'une précipitation. Cette figure est un agrandissement du point 1 sur la figure 4.1a.

Le rôle tampon de la zone amont du bassin Allen semble toutefois limité durant la période printanière ou lors d'événements pluvieux extrêmes. En effet, à ces périodes, les débits de pointe de la rivière Allen peuvent dépasser ceux de la rivière Outardes (Figure 4.1a). Les niveaux d'eau dans les milieux humides et dans le lac du Gouffre influencent probablement la rétention des eaux de ruissellement de la rivière Allen. Ce rôle particulier des milieux humides dans l'hydrologie d'un bassin versant a aussi été rapporté par plusieurs auteurs (Burns et McDonnell, 1997; Price et al., 2008; Kvaerner et Klove, 2008).

Le ruisseau Schulman est aussi caractérisé par des réactions rapides et de courtes durées suite aux précipitations (Figure 4.1b). La géométrie très étroite et les pentes inclinées de ce bassin versant expliquent sans doute ce comportement hydrologique. D'autre part, le temps de montée moyen est de 2 h et les périodes de récession sont courtes durant l'été. Finalement, durant les périodes d'étiages, la présence d'un étang de castors situé en amont du bassin versant assure un débit relativement stable dans le cours d'eau

4.1.2 Distribution longitudinale des débits totaux

Les mesures de débits réalisées dans l'axe amont-aval d'un cours d'eau permettent de déterminer les zones d'infiltration (diminution du débit) et les zones d'émergence de l'aquifère (augmentation du débit) durant les périodes d'étiage. Ces mesures permettent aussi d'observer la réaction d'un bassin versant à différents endroits lors des périodes de ruissellement. Les résultats présentés dans cette section montrent des événements qui sont caractéristiques de deux situations hydrologiques contrastées : une période d'étiage (28 août 2008) et une période de crue (4 juin 2008). Une augmentation des débits de l'amont vers

l'aval en période d'étiage suffisamment longue est considérée comme indicatrice d'une contribution de l'aquifère (Cey et al., 1998) tandis qu'une augmentation des débits en période de crue reflète principalement un apport d'eau superficiel. La période d'étiage choisie correspond aux débits mesurés après une période de 10 jours consécutifs sans précipitation, soit la plus longue période sans pluie pour laquelle des mesures étaient disponibles. Plusieurs autres mesures ont été réalisées pendant des périodes d'étiages plus courtes et dans tous les cas, le comportement des deux cours d'eau était similaire. La période de crue correspond aux mesures faites 12 heures après la fin d'une précipitation. En périodes de crue, le comportement des cours d'eau est très dynamique. Étant donné que les mesures de débit aux stations non instrumentées étaient réalisées à différentes périodes de la journée, le portrait présenté dans les prochaines figures comporte une certaine imprécision. Les valeurs de débits obtenues lors des mesures hebdomadaires (mesures manuelles combinées aux mesures des sondes limnimétriques) sont utilisées dans cette section.

La figure 4.2a montre que sur la rivière Allen 70 % (étiage) et 40 % (crue) du débit à l'exutoire est atteint à la station A12, i.e. dans les trois premiers kilomètres du cours d'eau. L'augmentation du débit entre les stations A11 et A12 ne peut être uniquement associée à une contribution de l'eau souterraine. La présence d'un grand étang de castor et de milieux humides entre les stations pourrait contribuer à cette hausse du débit, en raison d'une grande capacité d'emménagement même 10 jours après une précipitation. L'absence d'augmentation du débit entre les stations A13 et A17 en étiage indique qu'à cette période la contribution de l'eau souterraine est faible dans cette section du cours d'eau. Il est à noter que les valeurs de la station A12 ne tiennent pas compte du débit provenant du deuxième cours d'eau qui se jette dans le lac Enchanté en amont de la station A13, car aucune donnée n'est disponible pour ce cours d'eau. L'augmentation entre A12 et A13 pourrait donc être expliquée par l'apport du cours d'eau qui se jette dans le lac Enchanté. Les variations d'emménagement du lac Enchanté peuvent aussi expliquer l'augmentation du débit entre les stations A12 et A13 et le débit plus faible à la station A13 durant la période de crue.

Sur la rivière Outardes, la situation est plus contrastée (Figure 4.2b). Pendant la période de crue étudiée, 60 % du débit à l'exutoire est atteint à la station Out2, i.e. dans les cinq

premiers kilomètres du cours d'eau. C'est en amont de cette station que les principaux tributaires se jettent dans le chenal principal. Durant l'étiage étudié, la section en amont de la station Out2 n'accumule que 20 % du débit total. La contribution de l'aquifère se produit probablement entre les stations Out2 et Out4.

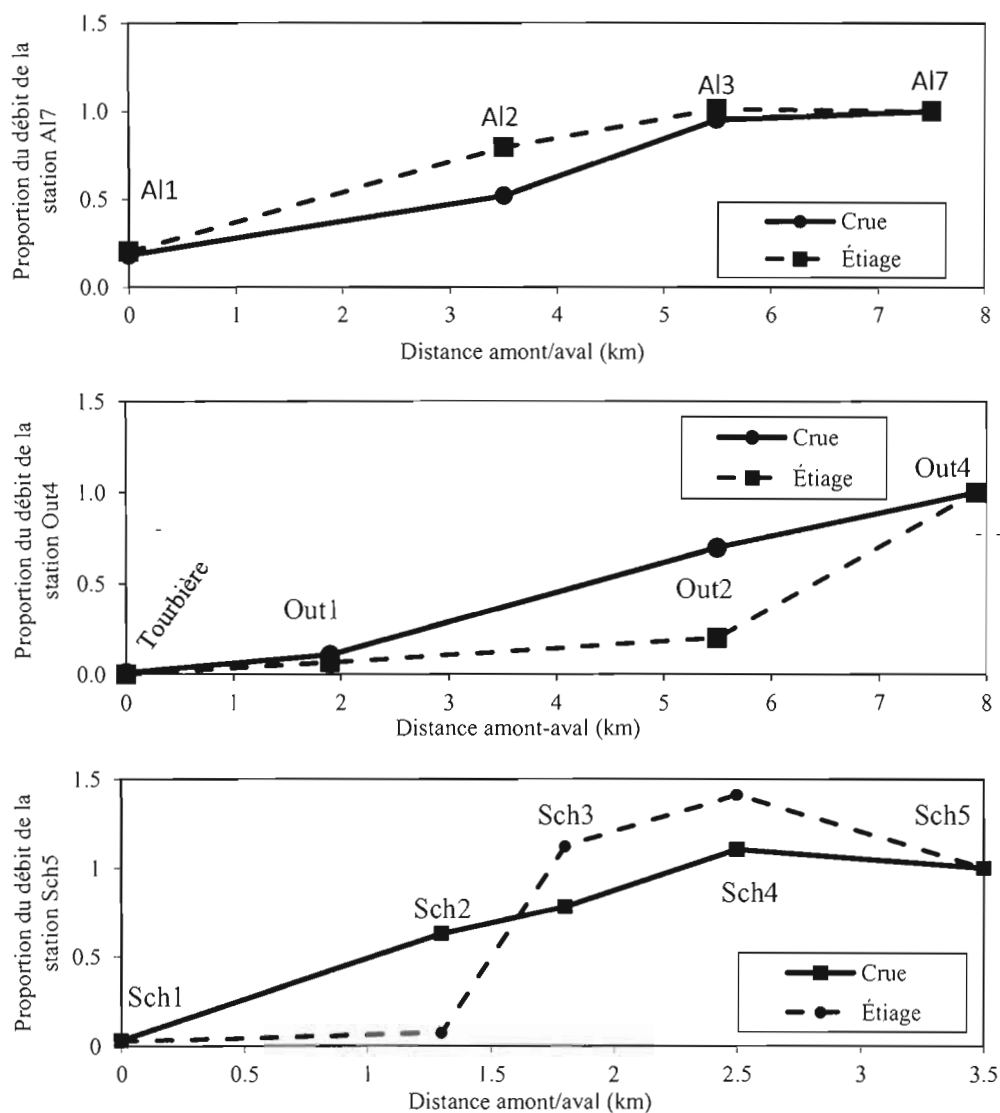


Figure 4.2 : Évolution amont-aval des débits pour une période de crue (4 juin 2008) et une période d'étiage (28 août 2008). A) pour la rivière Allen, B) pour la rivière Outardes et C) pour le ruisseau Schulman.

Sur le ruisseau Schulman, durant la période de crue étudiée, l'augmentation du débit se fait linéairement jusqu'à la station Sch4 (Figure 4.2c). Pour la période d'étiage étudiée, une zone de contribution importante de l'eau souterraine est observée en aval de la station Sch2. Cette zone se poursuit jusqu'à la station Sch4, mais la totalité du débit est atteinte un peu avant la station Sch3. Comprise entre les altitudes de 240 m et de 140 m, cette section est située dans un secteur de la colline où la majorité des résurgences sont retrouvées. Une partie du volume d'eau (10 % à 20 %) s'infiltre en aval de la station Sch4. À partir de cette station, le ruisseau coule sur les sédiments littoraux qui sont majoritairement composés de sable et de gravier favorisant l'infiltration. D'ailleurs, cette infiltration peut être importante à tel point que le cours d'eau s'assèche parfois, comme en témoignent les débits nuls observés en août et septembre 2008.

4.2. Débits de bases aux exutoires des trois bassins versants

Les débits de base calculés avec le filtre de Chapman sont supérieurs à ceux correspondant au 90^e percentile (Figure 4.3). Le débit de base représente, en moyenne, 47 %, 42 % et 55 % du débit total pour les rivières Outardes, Allen et Schulman respectivement selon la méthode de Chapman et 32 %, 30 % et 4 % selon la méthode du Q_{90} . L'écart entre les deux méthodes est maximal pendant les mois où il y a des événements de pluie intenses. La comparaison de la contribution relative du débit de base aux cours d'eau montre aussi la sensibilité du filtre de Chapman aux fortes précipitations. En effet, le filtre de Chapman entraîne des différences importantes entre les périodes d'étude 2007 et 2008 (Tableau 4.1). L'écart entre les débits de base provenant du filtre de Chapman et ceux du Q_{90} est plus important pour la rivière Outardes que pour la rivière Allen.

Les débits de pointe et de récession plus importants de la rivière Outardes influencent fortement le filtre de Chapman et entraînent une augmentation du débit de base. En effet, le filtre de Chapman est plus influencé par les événements de fortes précipitations au cours desquelles le débit de base augmente significativement (Figure 4.4). Ce comportement en crue n'est cependant pas représentatif des écoulements souterrains qui sont, en général,

beaucoup plus lents que les écoulements de surface (Rice et Hornberger, 1998; Jones et al., 2006).

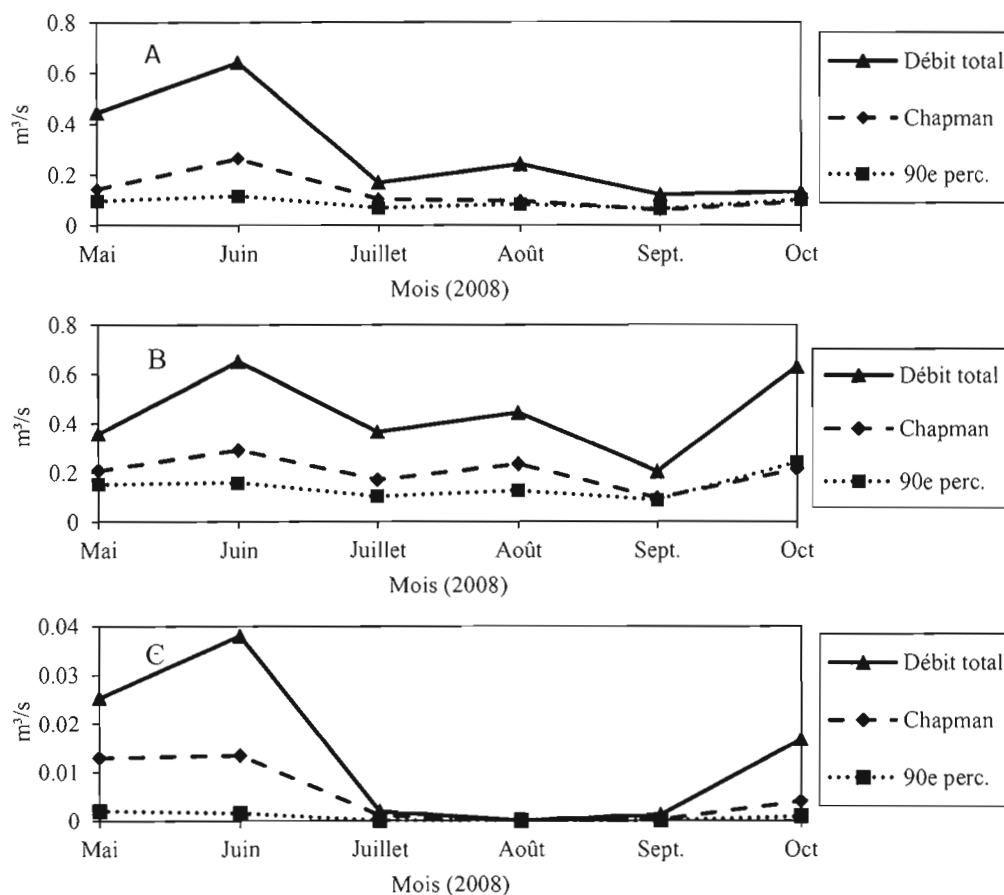


Figure 4.3 : Valeurs mensuelles moyennes du débit total, du 90e percentile et du débit de base de Chapman pour la période d'étude 2008 a) pour la rivière Allen, b) pour la rivière Outardes et c) pour le ruisseau Schulman (noter le changement d'échelle verticale pour le ruisseau Schulman).

Pour la rivière Allen, les débits de base estimés avec les deux méthodes sont semblables puisque les débits totaux sont moins variables. Pour les deux rivières, les débits de base élevés du mois de juin sont vraisemblablement causés par l'événement pluvieux du 31 mai 2008 où il est tombé plus de 80 mm en une seule journée. Le barrage artificiel en amont de la station A13 qui régule le débit sur la rivière Allen pourrait causer une surestimation de l'apport réelle d'eau en provenance de la nappe à cette station. Des riverains de la rivière Allen ont d'ailleurs mentionné qu'avant la construction du barrage, le cours d'eau pouvait

s'assécher durant l'été. Les valeurs d'étiage de la station A12 pourraient donc être plus représentatives du débit de base réel puisque c'est dans la partie amont du cours d'eau que se fait principalement l'apport d'eau souterraine

Tableau 4.2 : Contribution relative du débit de base (%) au débit total durant les deux périodes d'étude (2007 et 2008). (ND : valeur non disponible).

	Chapman			90e percentile		
	Allen	Outardes	Schulman	Allen	Outardes	Schulman
2007	18	25	9	34	28	21
2008	43	46	ND	30	33	ND

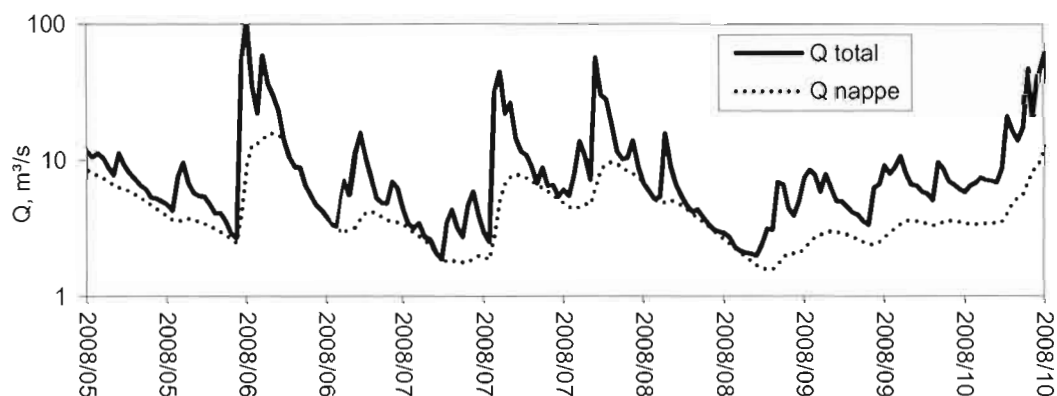


Figure 4.4 : Débit de base calculé par le filtre de Chapman pour la station Out4 (notez que l'échelle logarithmique est utilisée sur l'ordonnée).

Le tableau 4.3 montre l'équivalent en hauteur d'eau de la somme des débits de base moyens mensuels. Les valeurs pour le ruisseau Schulman ne sont pas montrées, car les chroniques de débit ne couvraient pas toute la période. Les résultats indiquent que pour la période 2007, le débit de base représente entre 71 mm et 41 mm selon la méthode pour la rivière Allen et entre 43 mm et 20 mm. Pour la période 2008, les valeurs varient entre 74 mm et 52 mm pour la rivière Allen et entre 139 mm et 98 mm pour la rivière Outardes.

Tableau 4.3: Équivalent en hauteur d'eau sur chaque bassin versant du débit de base annuel moyen calculé selon les méthodes de Chapman et du 90e percentile.

Période	Chapman (mm)		90e percentile (mm)	
	Allen	Outardes	Allen	Outardes
2007	71	59	43	20
2008	74	139	52	98

4.3.2. Niveaux piézométriques

L'observation des chroniques piézométriques du puits P1R profond de 8 m et du puits 7R profond de 90 m permet de constater qu'il existe un gradient vertical d'environ 0.5 m/m au sommet de la colline (Figure 4.5). L'information fournie par la banque de données du Système d'informations hydrogéologiques (SIH; MDDEP, 2008) indique qu'un gradient vertical est observé sur pratiquement tout le site d'étude. Dans la plupart des puits peu profonds (moins de 10 m), la nappe est d'ailleurs plus près de la surface que dans les puits profonds (30 m et plus). Ce gradient vertical indique qu'il y a un fort potentiel d'infiltration dans la zone d'étude. Par contre, le déplacement vertical de l'eau ne semble pas se faire rapidement. En effet, les variations annuelles en surface sont d'environ 3 m et de seulement 0,5 m en profondeur (Figure 4.5). Ces observations concordent avec les résultats de Nastev et al. (2008) qui montrent que la conductivité hydraulique verticale est très faible dans le grès de la formation de Covey Hill. La réaction des niveaux de la nappe phréatique aux événements de précipitations est spatialement et temporellement hétérogène. La figure 4.6a montre la série piézométrique du puits P4R situé sur le flanc est de la colline (voir localisation sur la figure 3.1). La température de l'eau n'est pas influencée par les événements de recharge durant l'été (point 1 sur la figure 4.6a). À d'autres moments de l'année (point 2 sur la figure 4.6a), des fluctuations importantes de la température de l'eau souterraine peuvent être observées.

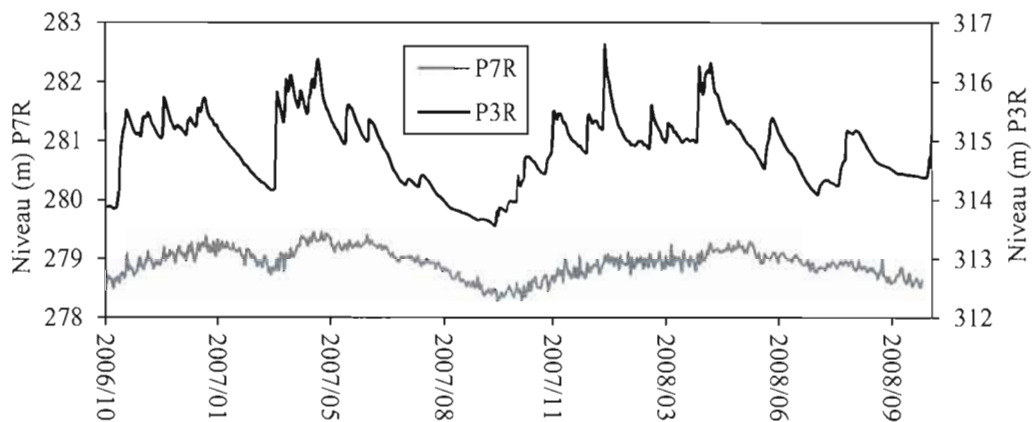


Figure 4.5 : Comparaison des niveaux piézométriques pour les puits voisins P3R et P7R, mais de profondeurs différentes.

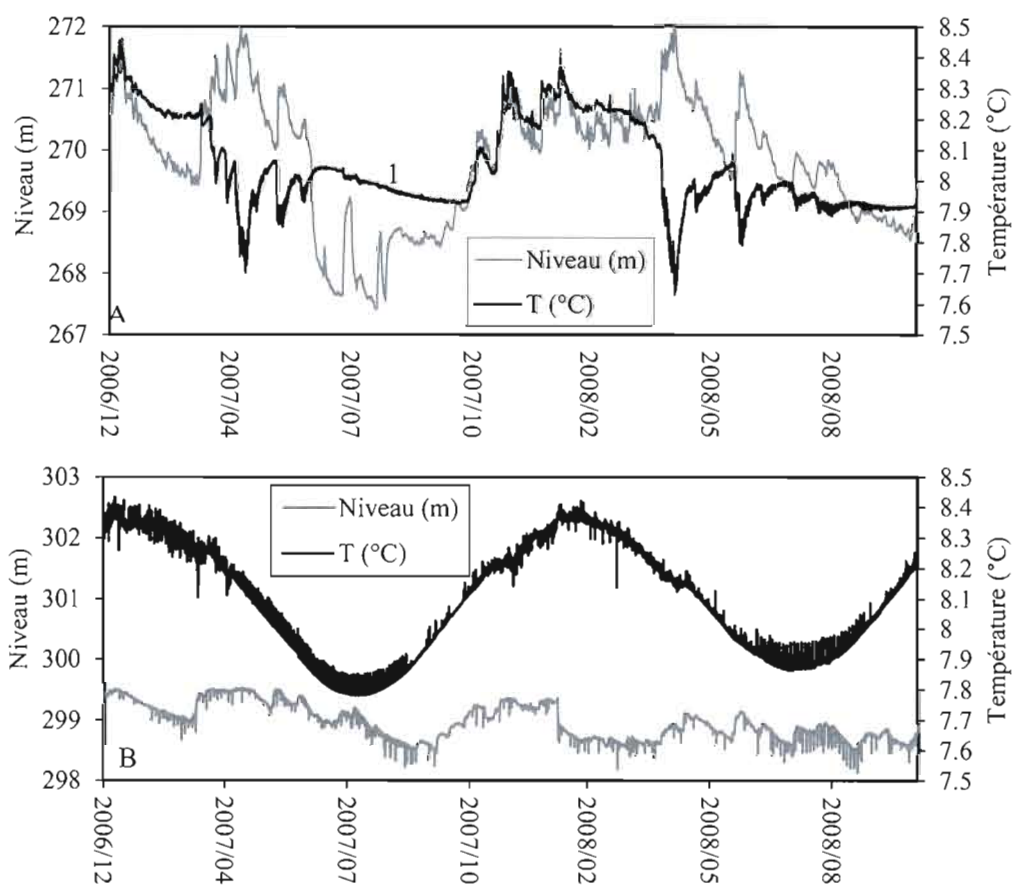


Figure 4.6 : Niveau piézométrique et température de l'eau pour A) le puits P4R et B) le puits P3R.

Ce phénomène n'est pas présent dans d'autres puits. Par exemple, au puits P3R situé sur le flanc ouest de la colline, la température suit une variation sinusoïdale d'amplitude 0,5 °C tandis que les niveaux piézométriques varient d'environ 1 m annuellement et ne sont que très peu influencés par les événements pluvieux (Figure 4.6b). Au printemps 2006, le puits P3R a été observé en condition artésienne. Ceci expliquerait l'absence de lien entre la température et les précipitations. Le cycle des températures correspondrait plutôt à la diffusion de la température de l'air dans le roc. Les valeurs maximales sont atteintes vers la fin du mois de janvier alors que les valeurs minimales sont atteintes en début juillet (décalage de six mois).

Les mêmes observations sont faites pour les puits P6R et P7R (annexe D). Il y aurait donc très peu d'infiltration directe dans cette zone. Le puits P9R est en condition artésienne toute l'année. Le niveau de l'eau se maintient à 0,5 m au-dessus du sol. Des observations faites au puits P11R situé près de la station Out1 ont montré que le niveau de la nappe phréatique était à moins de 0,5 m de la surface, et ce, malgré le fait que le puits soit d'une profondeur de 20 m. Une section de l'aquifère du bassin versant de la rivière Outardes peut donc être considérée comme étant faiblement en contact avec la surface et en condition semi-captive. La recharge se fait sans doute dans la portion sud du bassin (partie américaine) là où le roc est plus fracturé. Aucune donnée piézométrique n'est cependant disponible pour appuyer cette hypothèse).

4.4 Température de l'eau des résurgences

La mesure de la température de l'eau des deux résurgences instrumentées a permis d'obtenir de l'information sur les périodes pendant lesquelles elles sont hydrologiquement actives. Ce type de suivi ne permet pas de quantifier les volumes d'eau qui s'écoule de ces résurgences, mais fournit néanmoins des informations indirectes sur l'intensité de l'écoulement. En effet, l'intensité du débit des résurgences atténue l'influence de la température de l'air sur l'eau. Les fortes fluctuations de température de l'eau d'une résurgence peuvent donc être associées à une diminution de son débit. À l'inverse, une température stable indique que le débit est suffisant pour que l'air n'ait pas d'influence sur la température de l'eau.

Tout d'abord, les suivis montrent que les températures des deux résurgences diffèrent étant généralement plus élevées au site R1 (Figure 4.7). De plus, les fluctuations au site R2 sont moins importantes que celles au site R1. Le débit des résurgences peut devenir très faible comme le témoignent les fluctuations de température durant l'été (Point 1 sur la figure 4.7). Ces résultats ont été confirmés par des visites mensuelles faites aux deux résurgences. Au cours de ces visites, l'intensité de l'écoulement était interprétée de façon qualitative et la température de l'eau était mesurée. La résurgence au site R2 ne s'est pas asséchée durant la période étudiée tandis que celle au site R1 s'est asséchée à partir de la mi-juin de l'année 2007 et est redevenue active au milieu du mois d'octobre 2008 (Point 2 sur la figure 4.7).

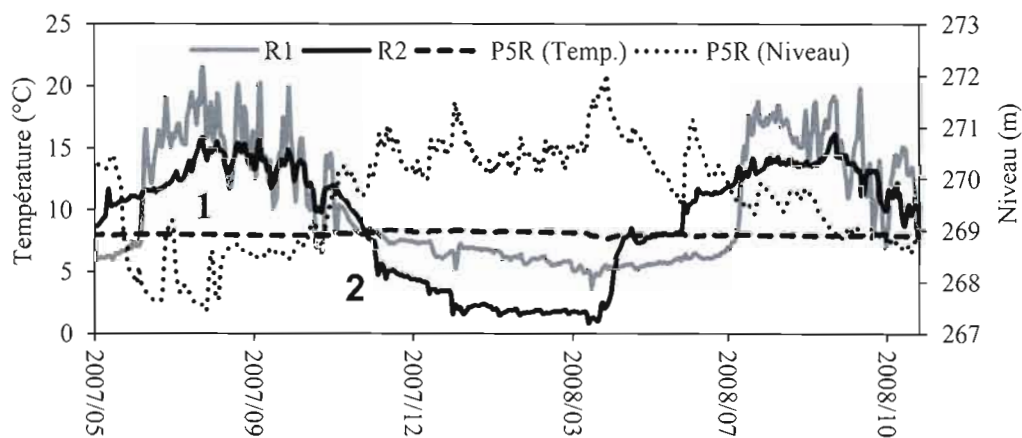


Figure 4.7 : Température journalière moyenne de l'eau des résurgences (R1, R2), de l'eau souterraine du puits P5R et du niveau moyen journalier de la nappe au puits P4R.

D'autre part, la température de l'eau des résurgences semble bien corrélée avec les fluctuations du niveau piézométrique au puits P4R situé en amont. En effet, lorsque le niveau piézométrique descend sous l'altitude de 269,5 m les fluctuations de températures des deux résurgences sont plus importantes. L'origine de l'eau des résurgences ne semble pas être la même que celle du puits P4R, car leurs températures sont presque toujours différentes. Malgré cela, il apparaît clair que les résurgences sont liées, d'un point de vue hydrogéologique, à l'aquifère du sommet du mont Covey Hill.

4.5 Analyses corrélatoires et spectrales des séries temporelles des précipitations, de débits et des niveaux piézométriques

4.5.1 Analyses corrélatoires et spectrales simples

Les analyses autocorrélatoires des séries horaires de précipitations, de débits aux exutoires des trois bassins et des niveaux piézométriques ont été réalisées afin de mieux comprendre la « mémoire » du système qu'elles représentent (climatique, hydrologique et hydrogéologique). La « mémoire » d'un système reflète le temps pendant lequel celui-ci conserve la trace d'une impulsion (e.g. événement pluvieux). Dans un aquifère, une mémoire longue indique que le réseau d'interconnexions des pores et fractures est complexe. À l'autre extrême, une mémoire très courte est souvent observée dans les aquifères karstiques où les réactions hydrologiques peuvent être extrêmement rapides.

Les séries de précipitations et de débits ont été analysées pour la période de mai à octobre de 2006 à 2008. La figure 4.8 illustre les résultats de 2008, mais les données des autres années sont très similaires et ne sont pas montrées dans ce mémoire. Les séries de niveaux piézométriques ont été analysées pour toute la période disponible aux différents puits (voir tableau 3.2). La mémoire du système climatique est très courte (Figure 4.8) et typique des chroniques de précipitations qui sont généralement très irrégulières. Par contre, le système hydrologique du mont Covey Hill conserve le signal des précipitations durant 200-250 h (environ 10 jours), temps à partir duquel les valeurs de $r(k)$ deviennent inférieures à 0. Le bris de pente au décalage de 30-40 h représente la stabilisation du débit durant la décrue et l'augmentation de l'importance relative du débit de base. La valeur d'autocorrélation au bris de pente (30-40 h) pour la rivière Outardes est de 0,33 contre 0,20 pour la rivière Allen et 0,13 pour le ruisseau Schulman, ce qui indique que la contribution du débit de base est plus importante sur la rivière Outardes. Les valeurs d'autocorrélations de la rivière Allen demeurent cependant supérieures que les cours d'eau Outardes et Schulman. Ce phénomène serait causé par la vidange des lacs et des milieux humides situés dans la partie amont du bassin versant.

Les fonctions de densités spectrales montrent des cyclicités semblables entre les rivières Allen et Outardes avec des cycles plus forts pour la rivière Allen (figure 4.9). L'atténuation des crues par les zones humides de la partie aval du bassin versant de cette rivière expliquerait cette différence. Pour le ruisseau Schulman, les valeurs faibles des cycles sont causées par la prédominance du ruissellement et donc d'événement de très courte fréquence.

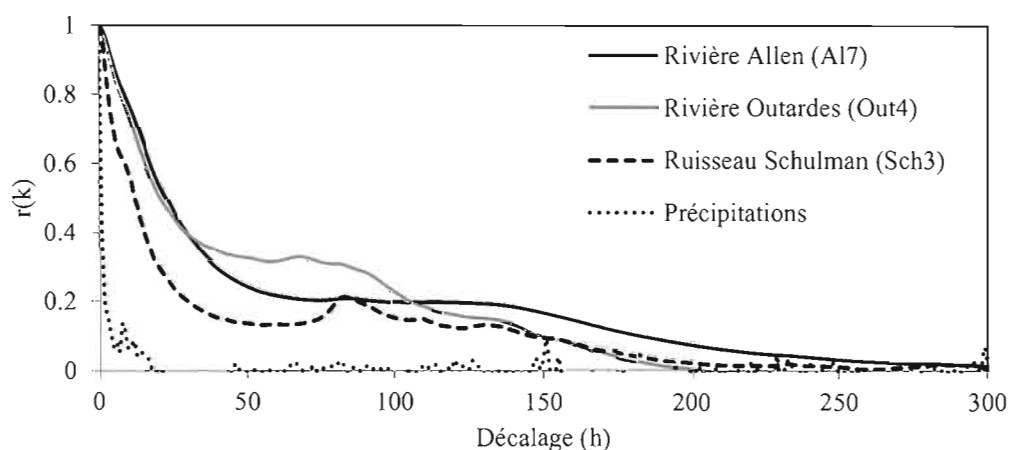


Figure 4.8 : Fonction d'autocorrélation des précipitations et des débits aux exutoires des trois bassins.

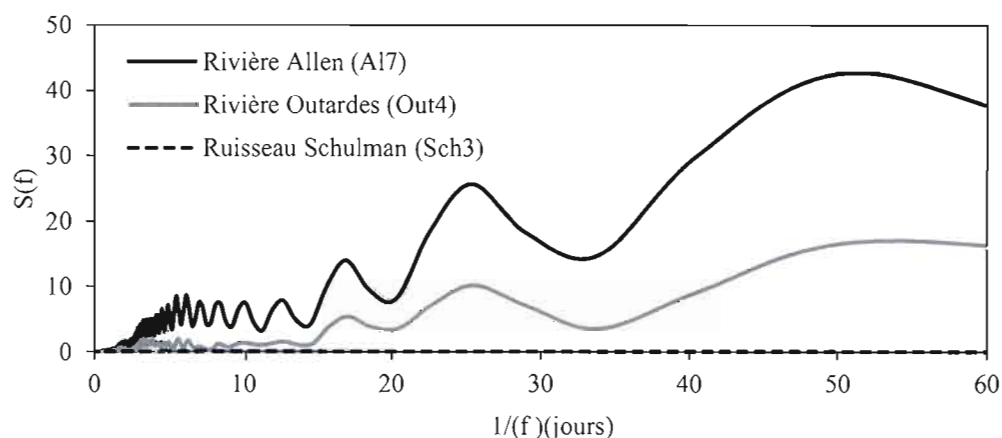


Figure 4.9 : Fonction de densité spectrale des débits.

Les résultats montrent un cycle principal de 50 jours qui représente les variations hydrologiques du printemps, de l'été et de l'automne. La fonction d'autocorrélation des

niveaux piézométriques est illustrée à la figure 4.10. Les fonctions d'autocorrélation atteignent des valeurs inférieures à 0 à un délai variant entre 2000 h (82 j) et 3000 h (125 j) pour la majorité des puits. Ceci indique la présence d'un cycle annuel des niveaux piézométrique pour la plupart des stations. Les chroniques sont trop courtes pour qu'un cycle annuel complet soit visible sur les fonctions d'autocorrélation. Par contre, pour les puits P3R et P7R les valeurs d'auto corrélations n'atteignent pas zéro. Dans la section 4.3.2, ces puits avaient été identifiés comme étant en situation semi-captive. Ils sont donc peu sensibles aux petits événements de recharge ce qui accentue l'effet « mémoire » de l'aquifère.

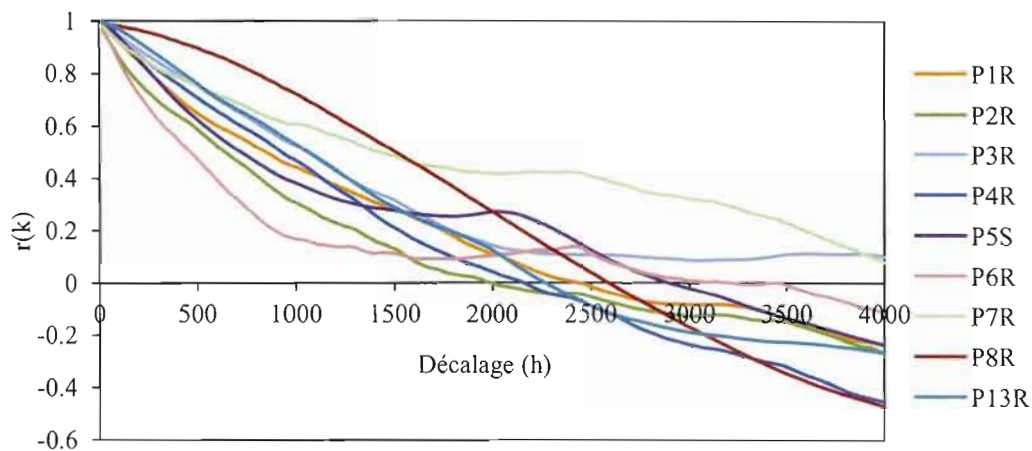


Figure 4.10 : Fonction d'autocorrélation des niveaux piézométriques

La figure 4.11 illustre les résultats d'analyse spectrale. Cette analyse met en évidence les cycles présents dans les séries temporelles. Tous les puits indiquent la présence d'un cycle annuel important qui peut être associé à la recharge printanière. Trois puits montrent un cycle annuel particulièrement fort (P1R, P4R et P5S). Les fluctuations annuelles des niveaux piézométriques de ces puits sont de plus de 1m (P1R=2 m; P4R=3 m; P5S=8 m) tandis qu'elle ne dépasse pas 1 m pour les autres puits. Ce phénomène a pour effet d'augmenter la puissance des cycles comparativement aux autres puits. Un second cycle de 125 jours est visible sur la figure 4.11. Ce dernier est seulement présent dans les séries temporelles des puits P4R et P5S. Il est probablement relié à la présence d'une deuxième période de recharge importante à l'automne pour certains puits.

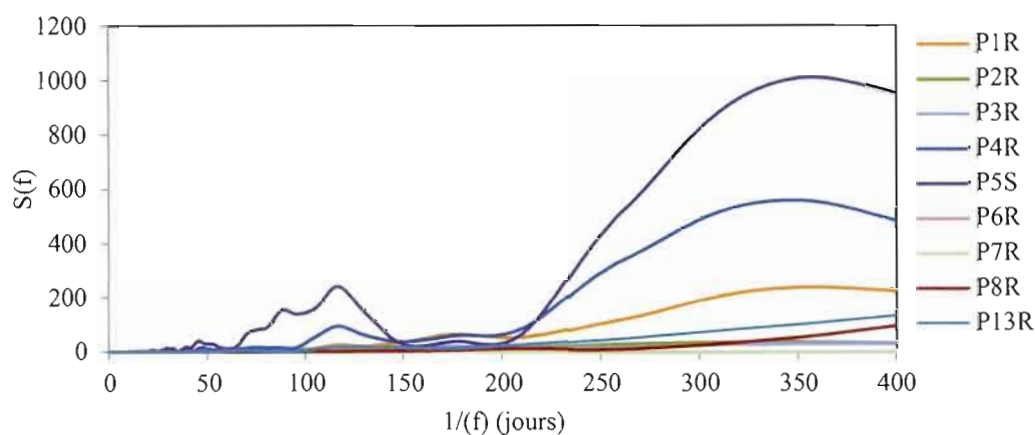


Figure 4.11 : Fonction de densité spectrale des niveaux piézométriques

4.5.2 Analyses corrélatoires croisées

4.5.2.1 Précipitations et débits

L'analyse par corrélation croisée des séries de débit a permis de déterminer le temps de réaction des bassins versants. La figure 4.12 montre la corrélation croisée entre la pluie et les débits des stations situées aux exutoires des bassins versants. Les temps de réaction des bassins versants des rivières Allen et Outardes lors d'événements pluvieux sont similaires (Allen 6 h et Outardes 5 h) mais l'intensité de la réaction est plus faible sur le bassin de la rivière Allen ($r_{xy} = 0,18$) que sur celui de la rivière Outardes ($r_{xy} = 0,33$). Le ruisseau Schulman réagit beaucoup plus rapidement avec un décalage de 3 h et une intensité semblable à celle de la rivière Outardes ($r_{xy} = 0,3$). La figure 4.12 montre que l'influence des événements pluvieux demeure présente dans les séries temporelles plus longtemps sur la rivière Outardes. En effet, sur cette rivière la corrélation atteint la valeur de zéro environ 120 h après un événement tandis que cette valeur est atteinte en 80 h pour les cours d'eau Allen et Schulman.

Ces résultats appuient ceux obtenus par l'observation visuelle des séries temporelles du débit qui donnait des temps de montées de 9 h, 7 h et 2 h pour les bassins Allen, Outardes et

Schulman. Ces observations avaient aussi permis de différencier les trois bassins versants au niveau de l'importance du ruissellement et de l'infiltration. Les corrélations plus élevées des cours d'eau Outardes et Schulman indiquent que la pluie y est plus facilement transférée vers le cours d'eau que sur la rivière Allen.

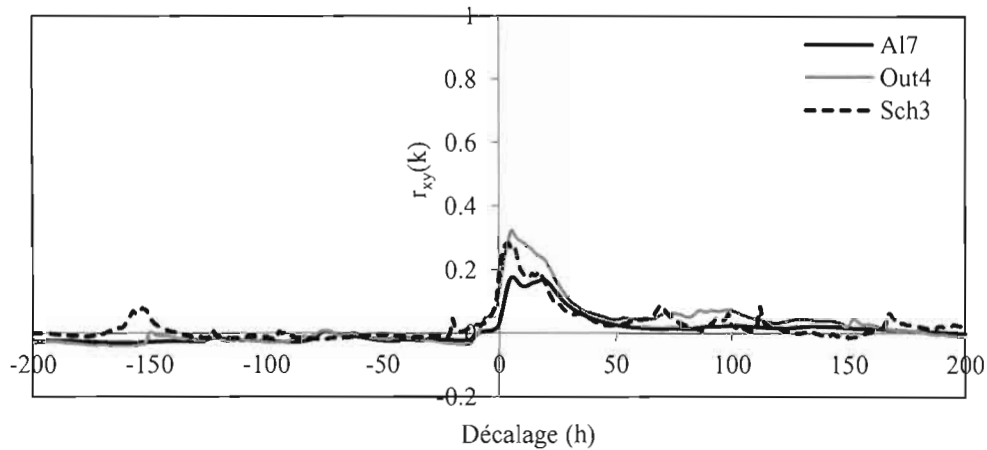


Figure 4.12 : Fonctions de corrélation croisée entre les précipitations et les débits des stations A17, Out et Sch3 pour l'année 2008

4.5.2 Précipitations et niveaux piézométriques

La figure 4.13 illustre un exemple d'une fonction de corrélation croisée (précipitations-niveaux piézométriques) pour tous les puits pour la période de mai à octobre de l'année 2008 (notez que l'ordonnée maximale et minimale sur ce graphique est de 0,05 et de -0,05). Le Tableau 4.4 résume l'ensemble des résultats. Avec les séries temporelles horaires, la corrélation croisée maximale est faible pour tous les piézomètres, variant de 0,03 à 0,11, ce qui confirme les observations visuelles faites à la section 4.3.2. En effet, dans cette section, il avait été montré que les niveaux piézométriques de la plupart des puits réagissaient faiblement aux précipitations. Ces valeurs sont plus faibles, mais du même ordre de grandeur que les corrélations croisées maximales observées par Larocque et al. (1998) dans un aquifère karstifié, ce qui indique que le réseau de fractures est plus diffus et moins transmissif qu'un milieu karstique. Le temps de réponse du système aquifère aux événements pluvieux horaires varie entre 16 h et 240 h.

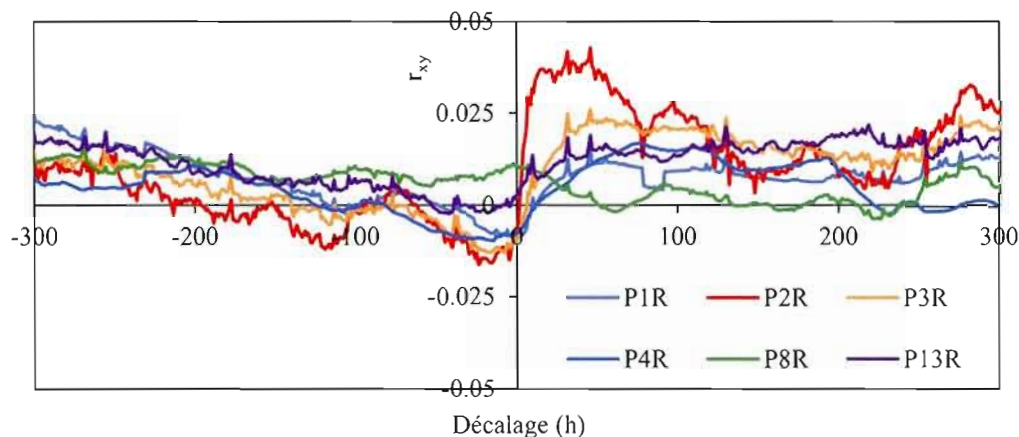


Figure 4.13 : Fonction de corrélation croisée entre les séries horaires de précipitations et les niveaux piézométriques.

Tableau 4.4 Corrélation croisée et décalages entre les précipitations et les niveaux piézométriques pour les données horaires de la période de mai à octobre de l'année 2008.

Puits	Profondeur (m)	r_{xy} (k)	Délaiage (h)
P1R	9	0,03	172
P2R	21	0,09	16
P3R	19	0,07	72
P4R	>30	0,03	25
P6R	5	0,11	18
P7R	15	0,08	21
P13R	91	0,03	156
P5S	15	0,03	240

Si on fait abstraction des puits P1R et P5S qui sont des puits de surface d'un diamètre de plus de 1 m (ce qui atténue les fluctuations réelles de l'aquifère et rend la réaction des niveaux plutôt représentative de l'emmagasinement dans le puits; Scanlon et al., 2002), les corrélations croisées maximales diminuent généralement avec la profondeur du puits. Ce résultat est une indication que la diffusion du signal des précipitations horaires augmente avec la distance parcourue dans le réseau de fractures (saturé ou non). Toutefois, seul le puits P13R (90 m de profond) présente un décalage significativement supérieur aux autres puits.

Le tubage de ce puits traverse environ 7 m de sable et gravier littoraux avant d'atteindre le roc. Son long décalage peut être expliqué par le fait que les précipitations doivent traverser une zone non saturée de plusieurs mètres avant de rejoindre le roc fracturé (Larocque et al. 1998; Scanlon et al., 2002).

4.5.3 Niveaux piézométriques et débit

L'analyse corrélatrice croisée des séries horaires de niveaux piézométriques et de débits a permis de vérifier la présence d'un lien de cause à effet entre ces deux chroniques. La figure 4.14 montre des corrélations croisées relativement élevées pour des décalages négatifs et une atténuation de ces corrélations pour des décalages positifs. Dans tous les cas, les corrélations croisées maximales sont atteintes à des pas de temps négatifs. Ceci pourrait indiquer que les cours d'eau alimentent la nappe, mais cette hypothèse est peu plausible puisque les résultats présentés à la section 4.1.2 ont plutôt montré que les débits des cours d'eau augmentent de l'amont vers l'aval. Les résultats obtenus ici signifieraient plutôt que le cours d'eau réagit avant l'aquifère ou en même temps que celui-ci aux précipitations et que l'influence des niveaux piézométrique sur les cours d'eau est très faible et diminue rapidement. D'ailleurs, les puits qui montrent les corrélations croisées niveau-débit les plus faibles, sont aussi ceux qui ont les corrélations croisées pluie-niveau les plus faibles (tableau 4.2). Les analyses corrélatrices croisées ne permettent donc pas de confirmer l'alimentation des cours d'eau par l'aquifère. Pour mettre ceci en évidence dans des cours d'eau de petite taille qui n'exercent pas un drainage important de l'aquifère (comme c'est souvent le cas en zone amont des bassins versants), il aurait été nécessaire de disposer de puits situés très près des cours d'eau.

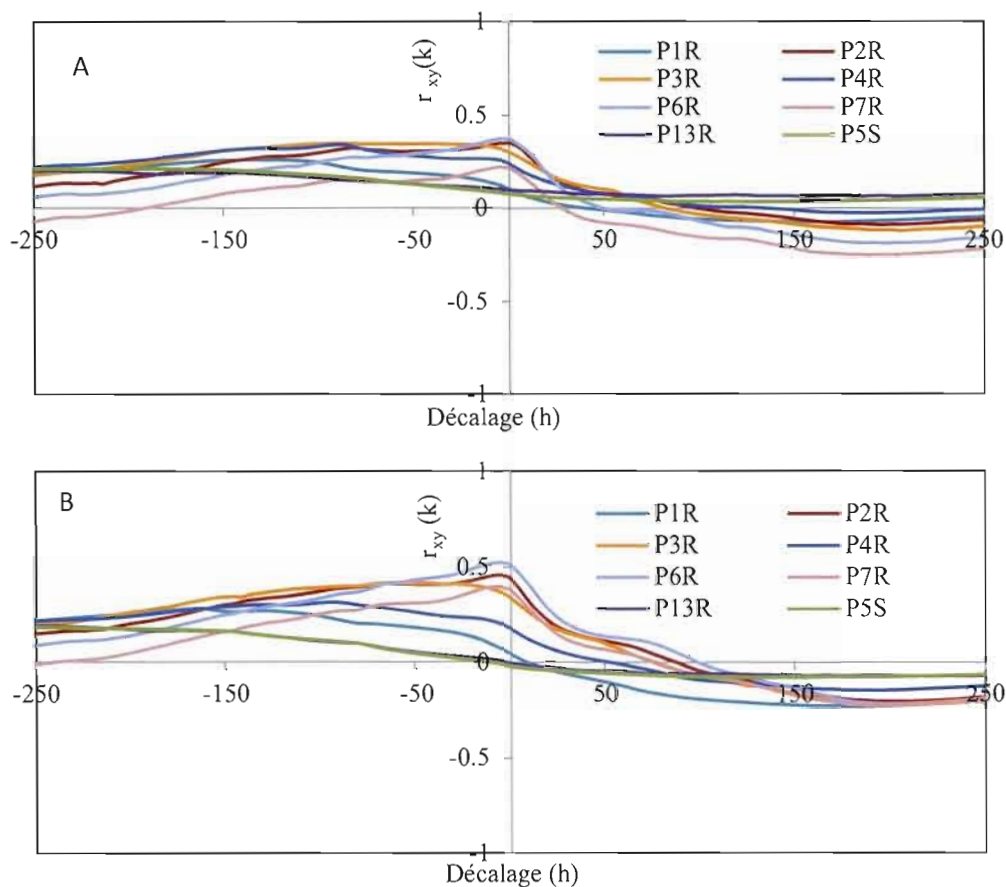


Figure 4.14 : Fonctions de corrélation croisée entre les séries horaires de niveaux piézométriques et de débits aux exutoires A) du ruisseau Allen (station AI7) et B) de la rivière Outardes (station Out4)

4.6 Géochimie des cours d'eau et de l'eau souterraine

4.6.1 Eau souterraine

Les résultats de l'analyse géochimique montrent que le calcium et le potassium sont les principaux cations présents dans l'eau souterraine (Figure 4.15). Ces résultats correspondent à ceux obtenus dans le cadre des travaux de Blanchette (2006) sur l'ensemble du bassin de la Châteauguay. Le pH de l'eau varie de 5,5 pour les puits les moins minéralisés à 7,7 pour les puits ayant les plus fortes concentrations en ions et la conductivité électrique (CE) varie de 53 $\mu\text{S}/\text{cm}$ à 434 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Spatialement, les puits situés au sommet du mont ont une CE plus

faible que ceux situés à la base, tandis que le pH tend à augmenter ce qui pourrait indiquer un plus long temps de séjour (Blanchette, 2006). Les puits de surface (P5S et P10S) qui sont situés dans des sédiments littoraux sont ceux qui ont les plus fortes valeurs de CE et de pH.

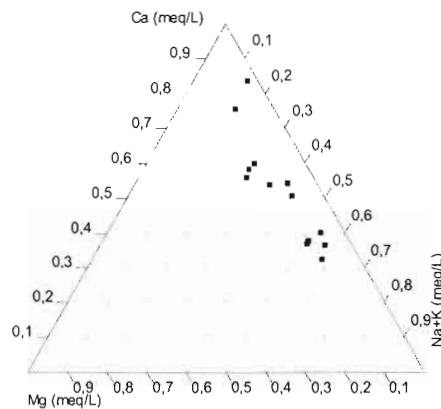


Figure 4.15 : Importance relative des cations majeurs dans la composition chimique de l'eau souterraine du mont Covey Hill.

Les principaux minéraux qui composent le grès de Covey Hill sont le quartz, les feldspaths potassiques et de faible quantité de calcite (Globensky, 1986). Le quartz et les feldspaths potassiques sont des minéraux qui ne s'altèrent pas rapidement. Par contre, même en faible quantité, la calcite peut influencer grandement la géochimie de l'eau souterraine (Appelo et Postma, 2005). La contribution de ce minéral à la composition géochimique de l'eau souterraine du site d'étude peut donc être importante. La géochimie de l'aquifère pourrait aussi être contrôlée par l'altération des carbonates présents dans le grès ou dans les sédiments de surface (Cloutier et al., 2006), notamment les tills qui sont habituellement carbonatés dans cette région (Tremblay, 2008). Dans la partie ouest de la zone d'étude, la présence de grès du membre de la rivière Outardes ayant une minéralogie plus riche en carbonates (Globensky, 1986) pourrait aussi influencer la géochimie de l'eau dans cette zone. Les résultats géochimiques complets sont présentés à l'annexe E.

L'activité du ^{222}Rn dans l'eau souterraine est inverse aux concentrations en ions. Les concentrations en ^{222}Rn dans l'aquifère de surface (P5S et P10S) et la résurgence R1 sont plus faibles que celles du roc fracturé (P1R, P6R, P7R, P9R et P10R) (Figure 4.16). L'activité du

^{222}Rn dépend de la teneur en uranium de la roche dans laquelle l'eau souterraine circule. Des teneurs élevées sont habituellement rencontrées dans les massifs granitiques ou les zones fortement métamorphisées (Gundersen et al., 1991). Une activité élevée peut aussi être observée dans les zones fracturées ou de faille. L'aquifère du mont Covey Hill semble s'inscrire dans cette dernière catégorie. En effet, la composition quartzitique du grès de Covey Hill ne peut expliquer l'activité élevée du ^{222}Rn observée dans l'eau souterraine.

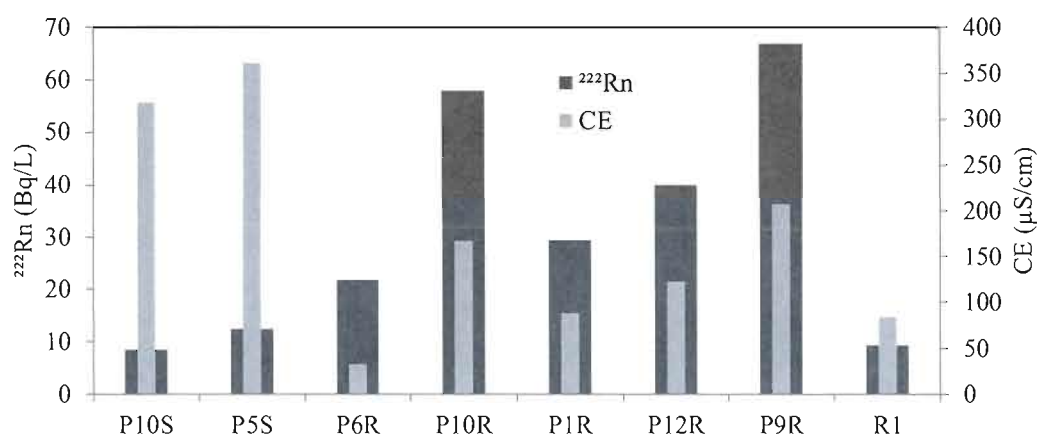


Figure 4.16 : Activité du ^{222}Rn et CE dans les puits.

Bien que l'activité du ^{222}Rn puisse varier au sein d'une même formation géologique, les seules sources possibles à Covey Hill sont le socle précambrien sous-jacent ou le massif des Adirondacks situé plus au sud. Le réseau de fracture et de diaclases permettrait la migration du ^{222}Rn vers la surface. Les puits profonds (P9R et P10R) ont d'ailleurs des concentrations plus élevées que les puits forés plus en surface, ce qui suggère un déplacement vertical du ^{222}Rn à travers le réseau de fractures.

4.6.2. Eau de surface

Les résultats obtenus suite à l'analyse géochimique de l'eau de surface indiquent que pour les trois bassins versants, le calcium est l'élément ayant la plus grande concentration. Afin de simplifier la discussion, la CE est utilisée comme une variable intégratrice des concentrations en ions majeurs (Rossum, 1975). En crue, la CE à All est supérieure à celle de Out1 qui est

fortement influencée par l'eau provenant de l'exutoire ouest de la tourbière (Figure 4.17). La station All est plutôt influencée par l'eau du lac du Gouffre. L'évolution vers l'aval de la CE durant les périodes de crue est semblable pour les deux cours d'eau. Ce qui indique que la contribution de l'eau souterraine est faible comparativement à l'eau de ruissellement. Pendant les périodes d'étiages, sur la rivière Allen, la composition géochimique de la rivière se stabilise vers l'aval, confirmant ainsi les résultats des mesures de débits de la section 4.1.2 qui ne montraient aucun apport d'eau de l'aquifère. Sur la rivière Outardes une forte augmentation de la CE est observée entre les stations Out2 et Out4. Ce résultat correspond aussi à celui des mesures de débit en période d'étiage qui montraient une augmentation importante entre ces stations. Ces observations géochimiques confirmeraient que l'augmentation du débit est liée à une contribution de l'aquifère (Gburek et Folmar, 1998; Cook et al., 2006). Sur le ruisseau Schulman, la tendance amont-aval est inverse à celle des deux autres cours d'eau. La CE diminue rapidement dans la zone de contribution de l'eau souterraine identifiée à la section 4.1.2. L'augmentation du débit à partir de cette section entraîne la dilution de l'eau plus minéralisée qui provient de l'amont.

L'échantillonnage du ^{222}Rn a été réalisé en période de crue (trois jours après une précipitation de 95 mm), ce qui limite la représentativité des résultats en ce qui a trait aux débits de base. Bien que faible, l'activité du ^{222}Rn sur la rivière Outardes évolue spatialement de manière similaire aux valeurs de CE (Figure 4.17). Les concentrations ne dépassant pas 0,2 BCq/L, il est impossible de déterminer si durant les périodes de crue l'aquifère contribue au débit (Cook et al., 2006). Sur la rivière Allen, des quantités significatives de ^{222}Rn sont observées dans la portion amont du cours d'eau (Figure 4.17).

Vers l'aval, l'activité du ^{222}Rn suit la même tendance que la CE et se stabilise. Ces résultats confirment que la rivière est alimentée par l'eau souterraine dans sa section amont seulement (haute teneur en ^{222}Rn , faible concentration en cations). Vers l'aval, l'appauvrissement en ^{222}Rn et la stabilisation de la CE indiquent qu'il n'y a pas d'émergence de l'aquifère dans la partie aval du cours d'eau.

L'utilisation de la conductivité électrique ne permet pas d'identifier les différentes sources des flux géochimiques d'un cours d'eau, notamment en raison des phénomènes de dilution entre l'eau de pluie et les sources en questions (de l'eau du sol et de l'eau souterraine).

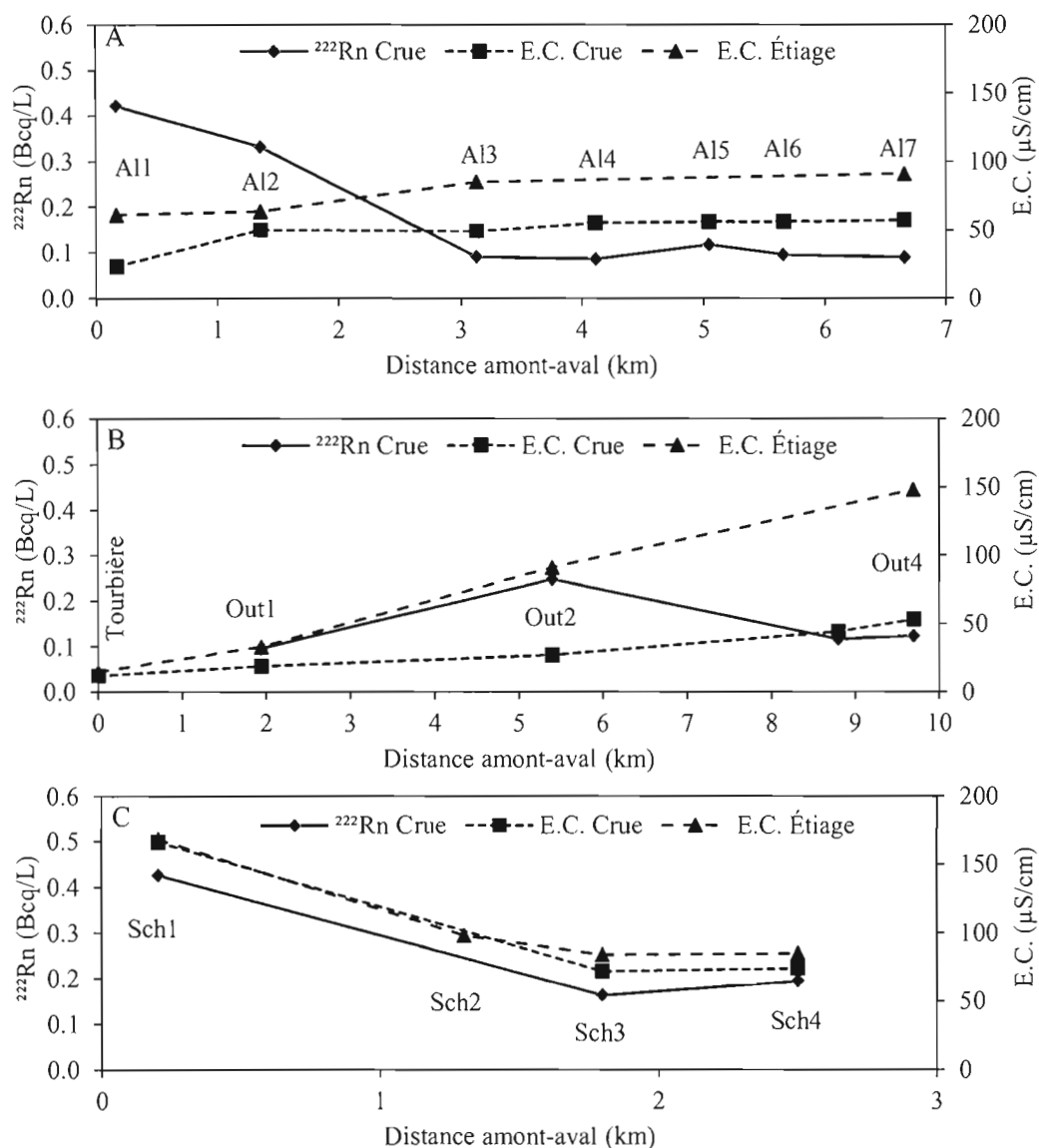


Figure 4.17 : Évolution amont-aval de la conductivité électrique et du ^{222}Rn des cours d'eau a) Allen, b) Outardes et c) Schulman.

La figure 4.18 présente les ratios molaires de Ca/Na et Mg/Na des différentes sources (eau de pluie et l'eau souterraine) en comparaison avec les mêmes ratios observés dans les cours d'eau. L'ion Na ayant généralement comme seule source l'eau des précipitations ou des dépôts marins (qui sont absents à Covey Hill) la normalisation avec cet élément permet de différencier l'effet de la dilution par l'eau de pluie de la contribution d'une seconde source (l'eau souterraine). Sur la figure 4.18, trois zones, qui correspondent aux gammes de ratios observés dans trois sources différentes soit : 1) les ratios mesurés dans l'eau de pluie, 2) les ratios mesurés dans les puits forés dans le roc et 3) les ratios mesurés dans les puits forés dans les sédiments. Ces sources sont identifiées par des cercles pointillés. Ces cercles ont été définis à partir de toutes les mesures géochimiques de l'eau souterraine réalisés dans le cadre de l'étude. Les ratios géochimiques de la pluie proviennent des données de la National Atmospheric Chemical Database (NATCHEM 2007)

Les ratios observés à différentes stations sur chaque cours d'eau sont marqués par les carrés et les points sur la figure 4.18. Les ratios les plus élevés représentent les périodes d'étiages et les plus faibles, les périodes de crue. Cette analyse montre que la composition chimique des cours d'eau du site d'étude est influencée par différentes sources. Les ratios Ca/Na et Mg/Na des stations A11 et A17 indiquent que la source géochimique de la rivière Allen est l'eau contenue dans les sédiments ou l'altération de ceux-ci par le cours d'eau. En effet, les ratios dépassent la zone 2 (eau du roc fracturé) ce qui implique la contribution d'une source plus carbonatée comme l'altération du till de surface ou de l'eau contenue dans les sédiments littoraux.

Sur les cours d'eau Outardes et Schulman, les ratios évoluent de façon inverse à ceux de la rivière Allen. Dans les deux cas, qu'il n'y a pas de source sédimentaire qui contribue au cours d'eau. Sur la rivière Outardes, les ratios de la partie aval (Out2) se rapprochent de ceux de l'eau de la pluie et de l'aquifère du roc. Cette station est aussi influencée par la décharge de la partie ouest de la tourbière où les ratios Ca/Na et Mg/Na sont de 1,6 et 0,7 respectivement (non montrés sur le graphique). Vers l'aval, la rivière est alimentée par l'eau de l'aquifère du roc dans une proportion relativement importante puisque les ratios de l'eau de surface atteignent les valeurs maximales du roc fracturé. La situation est très similaire sur le ruisseau

Schulman avec une signature géochimique provenant de l'aquifère du roc. La station Sch1 a cependant des caractéristiques différentes. En effet, la minéralisation y est très élevée (170 μ S/cm), mais les ratios Ca/Na et Mg/Na ne correspondent pas à ceux observés dans l'aquifère du roc ou des sédiments, mais plutôt à ceux des précipitations.

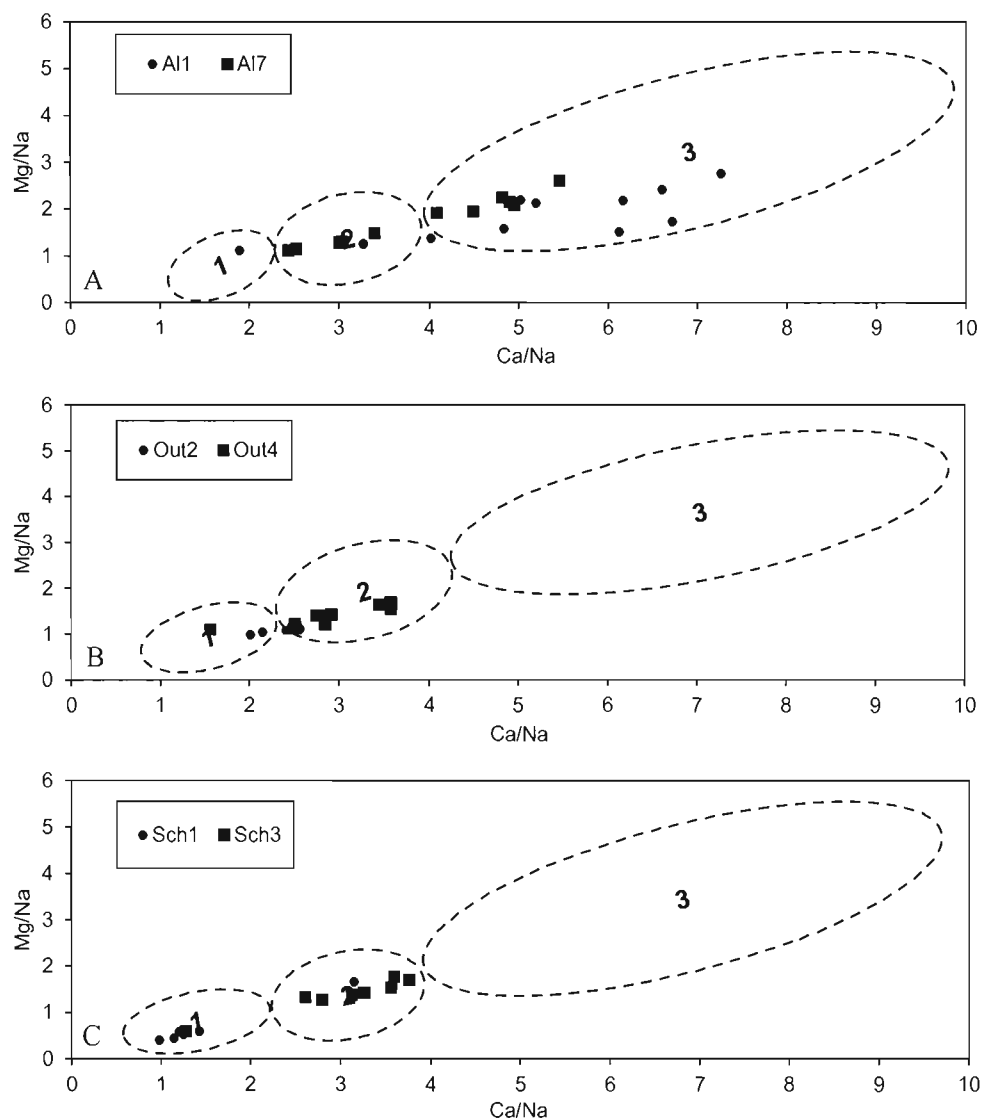


Figure 4.18 : Comparaison des ratios Ca/Na et Mg/Na des cours d'eau avec ceux de la pluie (cercle 1), de l'eau de roc (cercle 2) et de l'eau des sédiments (cercle 3) pour A) la rivière Allen, B) la rivière Outardes et C) le ruisseau Schulman.

4.6.3 Isotopes stables de la molécule d'eau

Les isotopes stables des précipitations provenant d'échantillonnages (fréquence bi-mensuelle durant la saison estivale et deux échantillonnages hivernaux; Fournier, 2008) répartis au cours d'une année permettent de tracer la droite météoritique locale (Figure 4.19). Les précipitations les plus enrichies en ^{18}O ont eu lieu au cours du mois de juillet ($\delta^{18}\text{O} = -5,2\text{‰}$) et les plus appauvries durant l'hiver ($\delta^{18}\text{O} = -25,9\text{‰}$). La composition isotopique des cours d'eau du mont Covey Hill correspond à celle des précipitations contemporaines (Figure 4.19a). En effet, elle se situe à mi-chemin entre les précipitations de la saison estivale (enrichie en isotopes) et les précipitations hivernales (appauvries en isotopes). De plus, aucune déviation significative de la droite n'est observée, ce qui indique que l'évaporation n'a pas un effet important sur la composition isotopique de l'eau, même à la station A13 située à l'exutoire du lac Enchanté. Ceci montre que le temps de résidence de l'eau dans le lac est relativement court. Les travaux de Fournier (2008) ont par contre montré que l'évapotranspiration était visible dans la partie ouest (inondée) de la tourbière située au sommet du mont.

La figure 4.20a illustre l'évolution temporelle du $\delta^{18}\text{O}$ des cours d'eau (Pellerin et al., 2007). Celle-ci suit le cycle annuel des précipitations, mais d'une manière atténuée. À la station Out4, l'eau de la rivière Outardes est légèrement plus appauvrie qu'aux autres stations. Cette différence est plus importante entre les mois d'août et d'octobre où sont habituellement rencontrées les plus longues périodes d'étiages. Ceci pourrait indiquer que le volume d'eau provenant de l'aquifère rechargé par la fonte printanière de composition isotopique appauvrie est plus important sur cette rivière.

La composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau souterraine est représentative de l'eau des précipitations contemporaines, mais est de composition isotopique plus appauvrie que celle des cours d'eau (Figure 4.19b). La moyenne de la composition isotopique des précipitations estivale (mai à octobre) est de $-7,9\text{‰}$ tandis que celle des précipitations de l'automne et de la neige est de -21‰ . La moyenne annuelle des précipitations est de $-11,6\text{‰}$. L'eau

souterraine à une composition moyenne de -12 ‰. L'eau de la fonte printanière appauvrie en isotopes ne semble pas avoir une influence importante sur la composition isotopique de l'eau souterraine du mont Covey Hill, comme Larocque et Pharand (2010) l'ont observé dans la zone de recharge de la rivière Noire. L'évolution temporelle de la composition isotopique de l'eau souterraine de mont Covey Hill est relativement stable (Figure 4.20b). Les précipitations estivales ont donc peu d'effet sur la composition isotopique de l'eau de l'aquifère. Il y a donc seulement une faible partie des précipitations qui atteignent l'aquifère ou un important mélange entre l'eau de l'aquifère et l'eau des précipitations estivales (Cloutier et al., 2006).

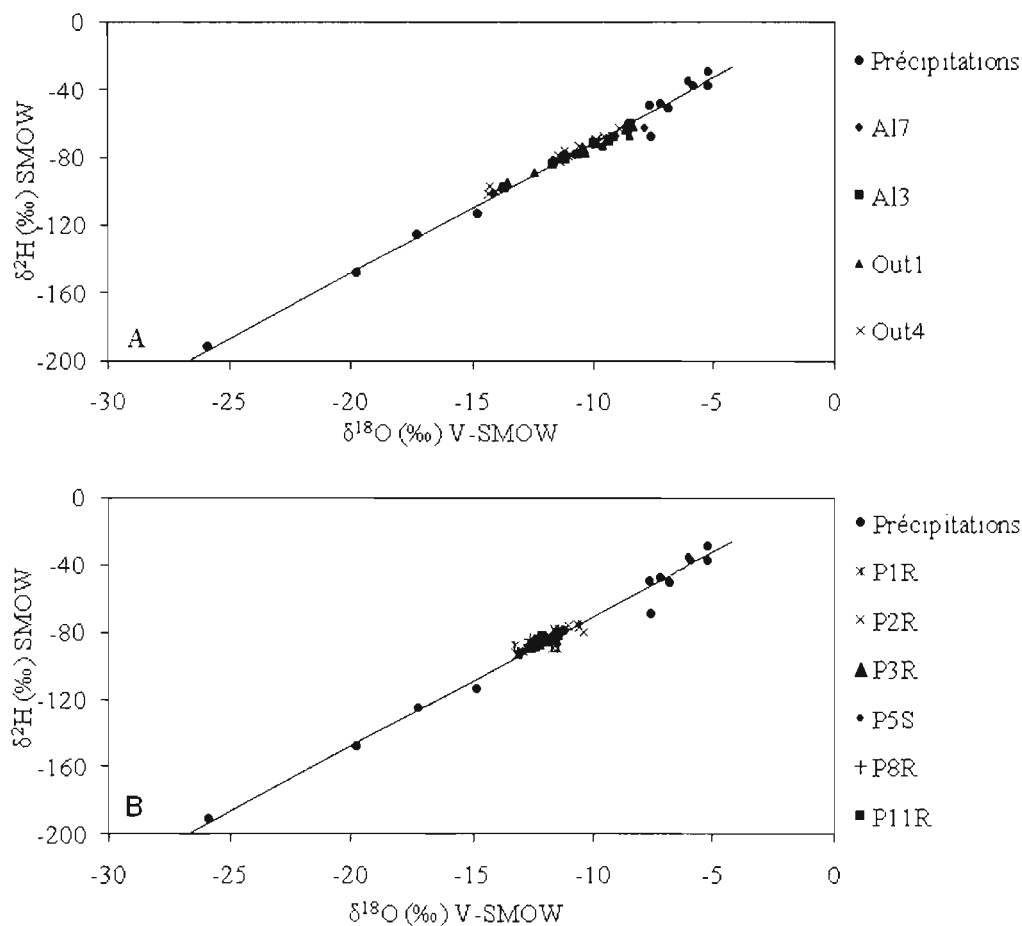


Figure 4.19 : Comparaison des $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des eaux météoritiques locales (ligne noire) avec celles A) des cours d'eau et B) de l'eau souterraine

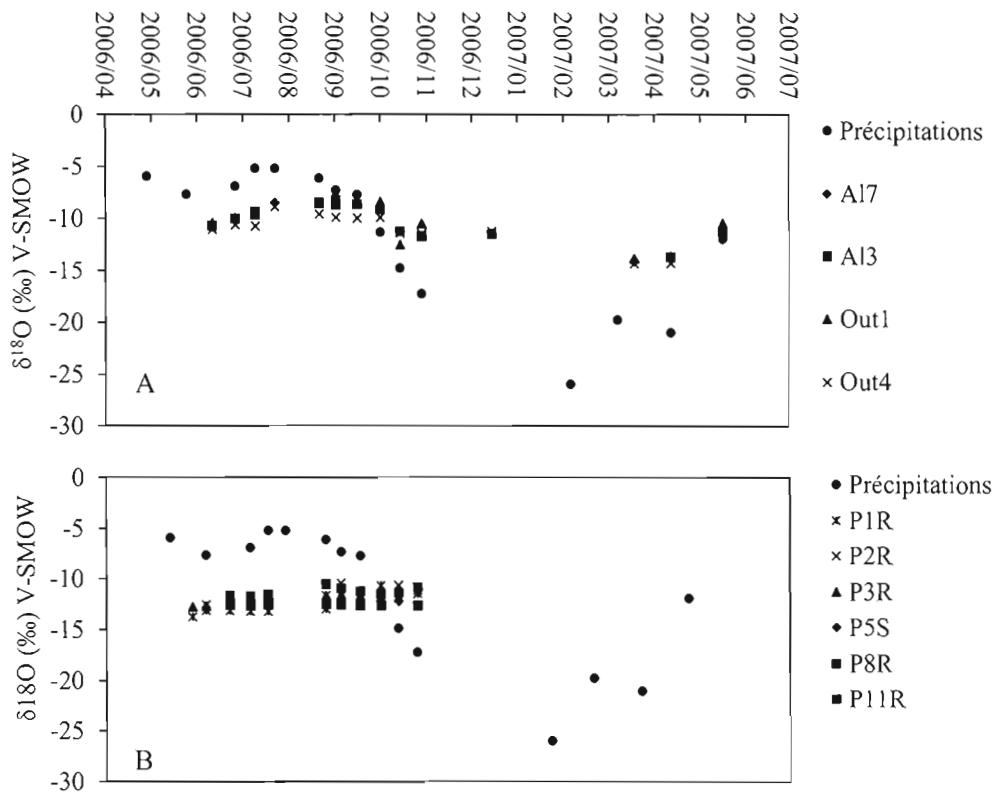


Figure 4.20 : Évolution temporelle du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau des cours d'eau A) et souterraine B).

4.7 Bilan hydrique

Pour établir le bilan hydrique des bassins Allen et Outardes, les termes de droite de l'équation 5 (débits totaux, précipitations et ETP) présentés dans ce mémoire (les débits ont été transformés de m^3/s en m en divisant par la surface du bassin versant correspondant) sont additionnés. Une somme positive pour un mois donné indique que la combinaison recharge et emmagasinement est supérieure à zéro pour cette période (terme de gauche, $R \pm \Delta S > 0$). Une somme négative indique que le terme de gauche est inférieur à zéro et donc que la recharge ne compense pas la perte d'emmagasinement. Le bilan hydrique n'a pas été calculé pour le ruisseau Schulman en raison du manque de données et aussi de la petite taille de ce bassin versant. En général pour l'année 2008, la somme des termes de droite de l'équation 5 montre

des valeurs mensuelles semblables entre le bassin de la rivière Allen et celui de la rivière Outardes (Figure 4.21).

Les résultats de la période 2007 montrent la même similarité entre les deux bassins versant, mais avec des valeurs plus élevées (positives et négatives) qu'en 2008. Pour la période d'étude 2007, la somme des termes de droite de l'équation 5 est de 117 mm et 178 mm pour les rivières Allen et Outardes respectivement. Pour la période 2008, cette somme est de 150 mm et de 8 mm pour les mêmes cours d'eau. Il y a donc potentiellement, plus de recharge à l'aquifère régional de mai à octobre sur le bassin de la rivière Allen et ce, pour les deux années d'étude.

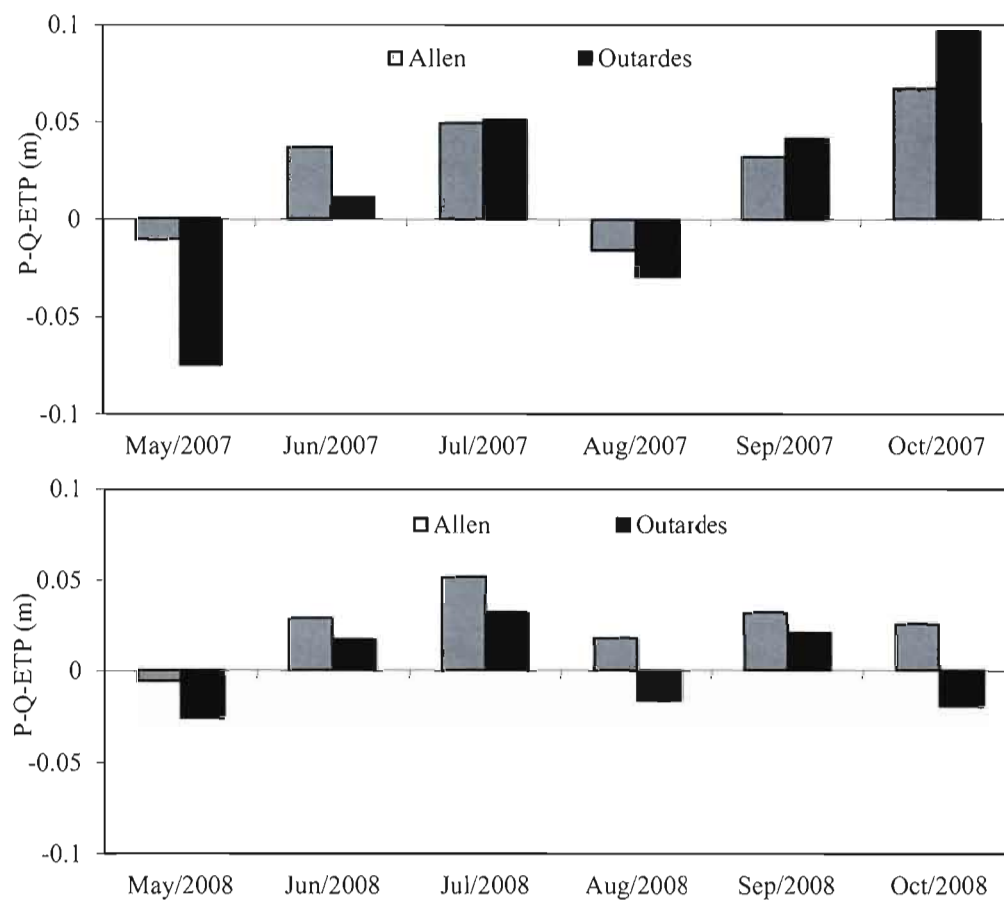


Figure 4.21: Bilan hydrique a) pour 2007 et b) pour 2008.

Le calcul du bilan hydrique montre également que sur le bassin de la rivière Allen, l'importance des différentes composantes par rapport aux précipitations varie peu entre les deux années étudiées (Tableau 4.5). Cette stabilité n'est pas observée sur le bassin de la rivière Outardes où le ratio $Q/\text{Précipitations}$ passe de 29,9 % à 51,4 % entre 2007 et 2008. Ce phénomène fait passer la somme des termes de droite de l'équation 5 à une valeur presque nulle de 2007 à 2008, et ce, bien que l'ETP ait diminuée et que les précipitations des deux périodes ne diffèrent que de 2 mm (voir tableau 2.1). Une cause probable à cette réaction du bassin de la rivière Outardes est la différence de distribution temporelle et d'intensité des précipitations mensuelles entre les périodes 2007 et 2008 (voir tableau 2.1). Les précipitations de plus faible intensité qui ont eu lieu à l'été 2007 ont probablement favorisé une plus grande infiltration. D'ailleurs, à titre d'exemple, le niveau moyen du puits P1R (situé sur le bassin de la rivière Outardes) a été plus bas de 0,3 m durant la période d'étude 2007. Le niveau plus bas de la nappe phréatique pourrait avoir entraîné une diminution du débit de base (Section 4.2) et donc un ratio $Q/\text{Précipitations}$ plus faible. À l'inverse, durant la période de juin à septembre 2008, les précipitations ont été plus élevées de 86 mm par rapport à la même période en 2007 (voir tableau 2.1). Une part importante de cette eau est devenue du ruissellement de surface et de sous-surface contribuant ainsi à un déficit hydrique sur le bassin de la rivière Outardes. Sur le bassin de la rivière Allen, la présence des milieux humides semble avoir contribué à l'infiltration de cette eau comme le montre la faible différence entre les valeurs $Q/\text{Précipitation}$ des périodes 2007 et 2008 et la stabilité du ratio $R \pm \Delta S / \text{Précipitations}$.

Tableau 4.5 : Ratio entre les composantes du bilan hydrique et les précipitations pour les deux cours d'eau et les deux années d'étude

	Allen		Outardes	
Période (mai à octobre)	2007	2008	2007	2008
$(R \pm \Delta S) / \text{Précipitation (\%)}$	26,5	25,5	16,2	1,5
$Q / \text{Précipitations (\%)}$	19,6	27,4	29,9	51,4
$ETP / \text{Précipitations (\%)}$	53,8	47,2	53,9	47,2

À titre de comparaison, les valeurs mensuelles moyennes des débits de bases, on été converties en équivalent en hauteur d'eau pour chaque bassin versant pour la période d'étude

(mai à octobre). Le débit de base étant considéré comme étant représentatif de la recharge de l'aquifère, ces calculs permettent de comparer la méthode par bilan hydrique à celle par débit de base.

4.8 Estimation de la recharge à l'aide du Modèle d'infiltration verticale (MIV)

Les recharges estimées au moyen du bilan hydrique représentent la recharge estivale seulement. Ces valeurs ne sont pas suffisantes pour quantifier les volumes d'eau qui alimentent l'aquifère régional pour l'année complète, notamment parce que la période étudiée n'intègre pas la recharge printanière. Le MIV développé dans cette maîtrise (cf. section 3.9.2 et annexe C) a donc été utilisé pour simuler la recharge avec un pas de temps journalier sur des cellules de 500 m x 500 m couvrant les bassins Allen et Outardes. Les paramètres utilisés pour cette application sont présentés à l'annexe C. La validité du modèle a été vérifiée en comparant la recharge modélisée avec celle obtenue à l'aide du bilan hydrique décrit à la section 4.6.2. Les calculs du MIV sont faits sur un pas de temps journalier et ces valeurs sont cumulées sur un mois afin d'être comparées à celles estimées à la section précédente. Pour faire cette comparaison, il faut poser l'hypothèse que la recharge calculée ne retourne pas aux cours d'eau sous la forme de débit de base. La figure 4.22 montre la comparaison de la recharge simulée au moyen du MIV et des recharges mensuelles estimées par bilan hydrique pour les années 2007 et 2008. Pour le bassin versant de la rivière Allen, le modèle réussit à simuler relativement bien la recharge ($r^2 = 0,78$).

Sur le bassin de la rivière Outardes, les résultats sont moins probants ($r^2 = 0,51$), ce qui peut s'expliquer par la difficulté du modèle à bien simuler le ruissellement de surface. En effet, le ruissellement de surface a été en 2008 un élément important du régime hydrologique de la rivière Outardes. Ce phénomène a entraîné des valeurs négatives à la section 4.6 et donc des recharges nulles durant la majorité de la période étudiée. Pour le bassin versant de la rivière Allen, le modèle réussit à simuler relativement bien la recharge ($r^2 = 0,78$). La recharge simulée pour la période 1999-2008 est illustrée à la figure 4.23. La recharge moyenne annuelle pour cette période est de 240 mm (écart-type = 79 mm) et de 227 mm (écart-type = 73 mm) pour les bassins versants des rivières Allen et Outardes respectivement.

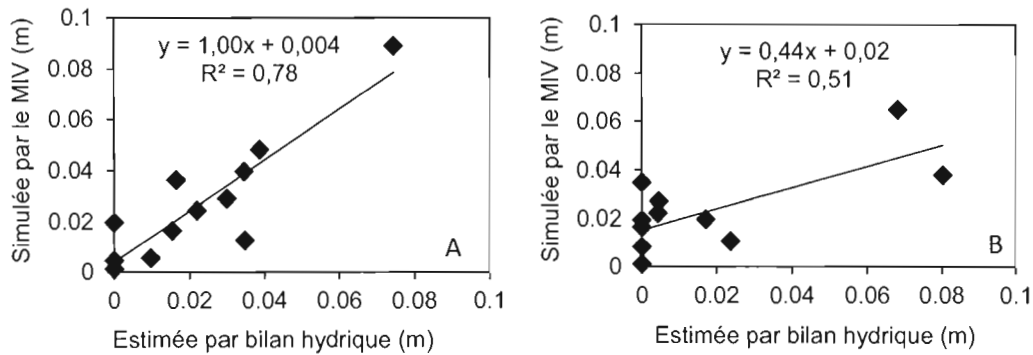


Figure 4.22 : Comparaison des recharges mensuelles obtenues par bilan hydrique avec les valeurs simulées par le MIV pour les années 2007 et 2008 a) sur le bassin de la rivière Allen et b) sur le bassin de la rivière Outardes.

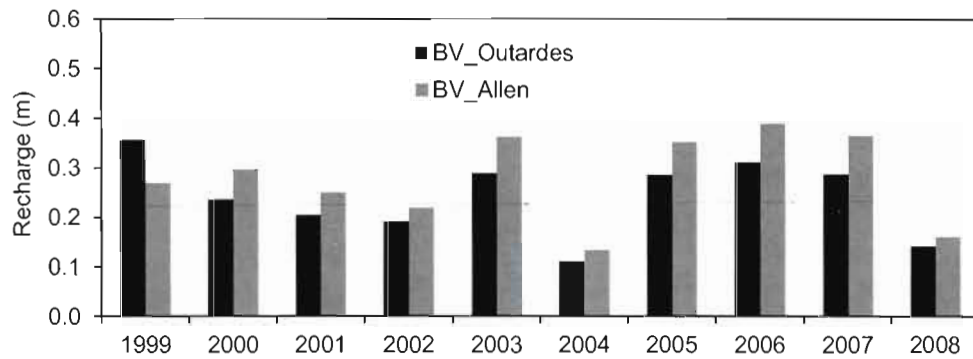


Figure 4.23 : Comparaison de la recharge simulée à l'aide du MIV pour les deux bassins versants.

Les recharges journalières ont été simulées avec le MIV pour la période 1998-2008. La distribution spatiale de la recharge annuelle moyenne 1998-2008 est illustrée à la figure 4.24. La recharge moyenne annuelle pour cette période est de 227 mm (écart-type = 73 mm) et de 240 mm (écart-type = 79 mm) pour les bassins versants des rivières Allen et Outardes respectivement. Le fait que la recharge soit supérieure sur la rivière Outardes est en contradiction avec l'ensemble des résultats présentés précédemment indiquant que la présence de roc peu perméable favorise le ruissellement plutôt que l'infiltration sur le bassin Outardes (Figure 4.23). Le MIV surestime probablement la recharge pour ce bassin. À titre

de comparaison, les recharges extraites des travaux de Croteau (2006) pour la zone d'étude sont de 180 mm/an pour la rivière Allen et de 162 mm/an pour la rivière Outardes, soit des valeurs inférieures à celles obtenues du MIV.

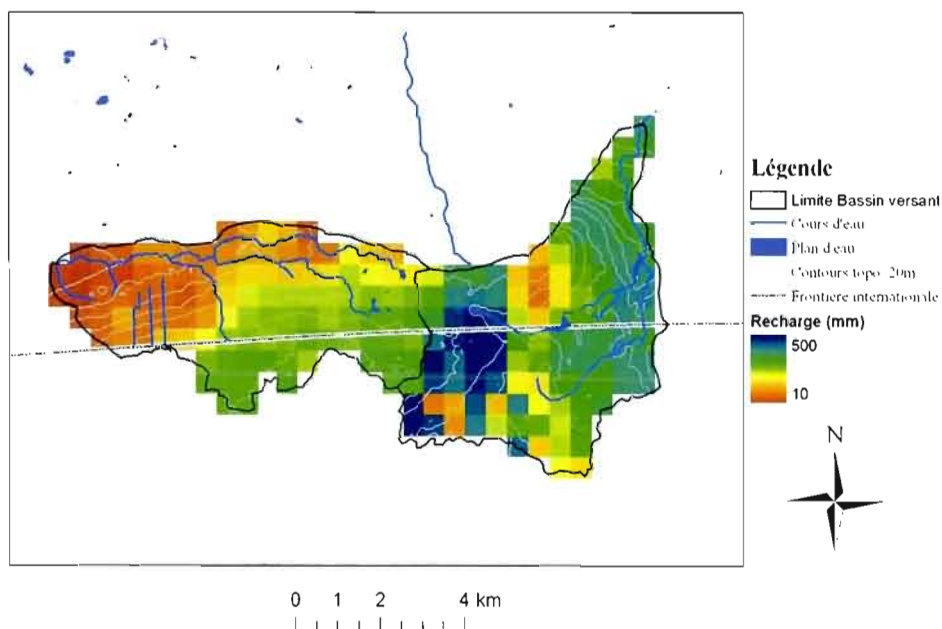


Figure 4.24 : Distribution de la recharge annuelle modélisée par le MIV.

CHAPITRE V

SYNTHÈSE ET CONCLUSION

Plusieurs études ont été réalisées sur le mont Covey Hill depuis les dix dernières années. Elles ont permis d'améliorer les connaissances sur le milieu dans différents domaines (écosystémique, hydrologiques et hydrogéologique). Localement, aucune étude sur les interactions entre l'aquifère et l'eau de surface n'avait été réalisée. Aussi, les seules données récentes sur la recharge provenaient d'une étude sur le bassin versant de la rivière Châteauguay (Croteau, 2006). Dans la présente étude, les échanges entre l'eau souterraine et l'eau de surface ainsi que la recharge à l'aquifère ont été étudiés à l'aide de différentes méthodes. Elle apporte donc une information essentielle à la gestion de la ressource hydrique sur le territoire. Les mesures de débits, l'analyse des séries temporelles et les mesures géochimiques ont permis d'atteindre le premier objectif de ce projet de recherche qui était d'établir la contribution de l'aquifère et la localisation des zones de décharges de trois cours d'eau du mont Covey Hill. Le calcul du bilan hydrique ainsi que la modélisation de la recharge à l'aide du MIV ont permis d'atteindre le deuxième objectif soit de quantifier la recharge vers l'aquifère régional.

La méthode du Q_{90} s'est avérée plus représentative de la contribution de l'aquifère aux cours d'eau étudiés que la méthode de Chapman. Pour la rivière Allen, la contribution de l'aquifère représente en moyenne 30 % du débit total en 2007 et 2008 (méthode du Q_{90}). Ce cours d'eau dépend surtout des milieux humides (lac, marécages et tourbières) pour maintenir un débit durant les périodes d'étiages. Les données géochimiques indiquent que l'eau qui l'alimente

provient surtout des sédiments de surface et que la contribution de l'aquifère du roc est de faible importance. Le débit de base est donc surtout assuré par la capacité des milieux humides à retenir le ruissellement de surface et hypodermique. Les résurgences qui sont présentes dans la partie aval de son bassin versant n'ont pas d'impact significatif autant au niveau du volume que de la géochimie de l'eau dans cette rivière. Les calculs de bilan hydrique et la modélisation de la recharge indiquent que le bassin versant de la rivière Allen est caractérisé par une forte infiltration. Ces résultats concordent avec ceux déjà publiés lors de l'étude régionale du bassin versant de la rivière Châteauguay (Croteau, 2006). Les principales zones de recharges sont situées dans la partie du bassin où la pente est faible. Ces zones de recharges correspondent aux endroits où sont situés les milieux humides qui sont essentiels au maintien du débit de base de la rivière Allen. La recharge vers l'aquifère régional, sur le bassin versant de la rivière Allen, estimée à l'aide du MIV est de 227 mm/an.

Le débit de base de la rivière Outardes représente aussi, 30 % du débit total. Par contre, les données géochimiques montrent que contrairement à la rivière Allen, c'est l'aquifère du roc fracturé qui assure le débit de base plutôt que les éléments de surfaces. Pendant les périodes d'étiages, la zone de décharge de l'aquifère se situe dans la partie aval, c'est-à-dire après la jonction avec le tributaire principal. Les conditions artésiennes de la nappe phréatique dans cette partie du bassin versant favorisent donc la décharge de l'eau souterraine dans le cours d'eau. Le bilan hydrique des mois de mai à octobre indique que la recharge est moins importante sur ce bassin versant. Ce bassin versant semble sensible aux fluctuations du niveau de la nappe phréatique. Lorsque les niveaux sont hauts, la rivière est mieux connectée avec l'aquifère et la recharge est moins importante. À l'inverse, les niveaux bas semblent favoriser la recharge vers l'aquifère régional. La modélisation de la recharge a donné de moins bons résultats sur ce bassin sans doute en raison d'une représentation incomplète du ruissellement. La valeur de recharge de 240 mm/année obtenue à partir du MIV est probablement surestimée. La recharge de 160 mm/année calculée par Croteau (2006) est sans doute plus représentative. Il serait intéressant de tester le MIV dans un contexte topographique moins accidenté où le ruissellement de surface serait une composante mineure du cycle hydrologique du site. Le ruisseau Schulman est faiblement alimenté par

l'aquifère. Le débit de base ne représente que 15 % du débit total. La signature géochimique de ce cours d'eau indique néanmoins que c'est l'aquifère du roc qui l'alimente en partie. Par contre, dans la partie amont de son bassin versant, le ruisseau Schulman est alimenté par une source dont la composition géochimique n'a pas été observée à d'autres endroits sur le site d'étude. Les concentrations en ^{222}Rn y sont élevées, ce qui suggère une bonne connectivité verticale avec le socle précambrien sous-jacent. La présence du synclinal d'Aubrey pourrait expliquer ce phénomène. Dans la partie aval de son bassin versant, l'eau du ruisseau s'infiltre en partie dans les sédiments littoraux pour alimenter l'aquifère.

L'analyse des séries temporelles à l'aide des méthodes spectrales, d'autocorrélation et de corrélations croisées s'est avérée un outil efficace pour établir le lien hydrologique entre les précipitations, les cours d'eau et l'aquifère. Ces analyses ont montré que le cheminement des précipitations vers l'aquifère est diffus et reflète la complexité du réseau de fractures sur le mont Covey Hill. D'un point de vue hydrologique, ce type d'analyse a permis de déterminer le comportement hydrologique des cours d'eau lors de précipitations. Par contre, les analyses n'ont pas permis d'établir de lien entre l'aquifère et les cours d'eau. Il serait intéressant de tester l'utilité de l'analyse par corrélation croisée pour étudier les interactions aquifères-rivière dans un environnement moins complexe comme un aquifère granulaire.

Afin de parfaire la connaissance sur les interactions entre l'eau souterraine et les cours d'eau sur le mont Covey Hill, il serait intéressant d'appliquer à la zone d'étude un modèle numérique entièrement couplé de l'écoulement souterrain et de surface. Un tel modèle permettrait de simuler toutes les composantes hydrologiques sur la colline, incluant le ruissellement. La recharge, l'écoulement souterrain et l'émergence d'eau dans les cours d'eau et les résurgences. Les résurgences présentes sur la face nord du mont Covey Hill sont étroitement liées avec l'aquifère du grès de Covey Hill. Bien que seulement deux résurgences aient été instrumentées dans la présente étude, les observations permettent d'affirmer que celles-ci représentent un volume d'eau non négligeable. Ces volumes sont difficilement quantifiables, mais jouent un rôle majeur dans le maintien des habitats des salamandres présentes sur le mont Covey Hill.

BIBLIOGRAPHIE

- Allen R.G., Pereira L.S., Raes D., Smith, M. 1998. «Crop Evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Water Requirements». FAO Irrigation and Drainage Paper 56. Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO).
- Appelo C.A.J., Postma D. 2005. «Geochemistry, groundwater and pollution». 2e édition Amsterdam (Pays-Bas): A.A. Balkema Publisher, 649 p.
- Bailly-Compte V., Jourde H., Roesch A., Pistre S., Bathiot-Guilhe C. 2008. «Time series analyses for Karst/River interactions assessment: Case of the Coulazou river (southern France)». *Journal of hydrology*. 349 : 98-114.
- Barrington, S.B. et al. 1992. «An evaluation of the water reserve potentials: The ecological region of the Covey Hill 'Gulf'». Rapport présenté à: Conservation de la nature Canada. 43 p.
- Biftu G.F., Gan T.Y. 2000. «Assessment of evapotranspiration models applied to a watershed of Canadian Prairies with mixed land-uses». *Hydrological Processes*. 14: 1305-1325.
- Blanchette D. 2006. «Caractérisation géochimique des eaux souterraines de la région du bassin versant de la rivière Châteauguay, Québec, Canada». *Mémoire de Maîtrise présenté à l'INRS-ETE*. 71 p.
- Boughton W. C. 1993. «A hydrograph-based model for estimating the wateryield of ungauged catchments». Article présenté au Hydrology and WaterResources Symposium, Institute Of Engineer Aust., Newcastle, N.S.W.
- Brodie R.S., Hostetler S., Slatter E. 2008. «Comparison of daily percentile of streamflow and rainfall to investigate stream-aquifer connectivity». *Journal of hydrology*. 349: 56-57.
- Brou E.N.D., Yao A.N., Kadio H. N., Adama O., Baba T., Jean B. 2008. «Effect of slope and cover on runoff and rate soil loss from experimental plots in area of Attecoubé». *European Journal of Scientific research*. 21 (3): 459-470.
- Brunke M., Gonser T. 1997. «The ecological significance of exchange processes between rivers and ground-water». *Fresh-water Biology*. 37: 1-33
- Burt C.M., Mutziger A.J., Allen R.G., Howell T.A. 2005. «Evaporation research: Review and interpretation». *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 13: 37-58.

- Burns D.A., McDonnell J.J. 1997. «Effect of a beaver pond on runoff processes: comparison of two headwater catchments». *Journal of Hydrology*. 20: 248-264.
- Carter R.W., Anderson, I.E. 1963. «Accuracy of current meter measurements». *Journal Hydraulics Division, Proc ASCE* 4(1):105-115.
- Cey E.E., Rudolph, L.D., Parkin W.G., Aravena R. 1998. «Quantifying groundwater discharge to a small perennial stream in southern Ontario, Canada». *Journal of Hydrology*. 210: 21-37
- Chapman T. 1999. «A comparison of algorithms for stream flow recession and base flow separation». *Hydrological Processes*. 13: 701-714.
- Clark, I.D., Fritz P. 1997. Environmental isotopes in hydrogeology. Lewis Publishers, New York, USA, 328
- Clark T.H. 1966. Région de Châteauguay. Québec. Ministère des Ressources naturelles. Rapport géologique 122. 63 p.
- Cloutier V., Lefebvre R., Savard M.M., Bourque É., Therrien R. 2006. «Hydrogeochemistry and groundwater origin of the Basses-Laurentides sedimentary rock aquifer system, St.Lawrence Lowlands, Québec, Canada». *Hydrogeology Journal*. 14 : 573–590.
- Croteau, A. 2006. Détermination de la distribution spatiale et temporelle de la recharge à l'aquifère régionale transfrontalier du bassin versant de la rivière Châteauguay Québec et États-Unis. *Mémoire de Maîtrise en Sciences de la Terre présenté à l'INRS-ETE*. 311 p.
- Cook P.G., Favreau G., Dighton J.C., Tickell S. 2003. «Determining natural groundwater influx to a tropical river using radon, chlorofluorocarbons and ionic environmental tracers». *Journal of Hydrology*. 277: 74-88.
- Cook P.G., Lamontagne D., Berthane D., Clark J.F. 2006. «Quantifying groundwater discharge to Cockburn River, southeastern Australia, using dissolved gas tracers ^{222}Ra and SF_6 ». *Water Resources Research*. 42: W10411.
- DeGagne P.J. Mark. 1996. «A decision support system for de analysis and use of stage-discharge rating curves». *Journal of Hydrology*. 184: 225-241
- Environnement Canada. 2008. Moyenne climatique de la station Hemmingford Four Winds Quebec, 1961-2008.<http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climateData/dailydata>

- Fournier V., Larocque M., Gagné S., Pellerin S. 2010. «Contribution of a peatland to local groundwater flow in a headwater aquifer under perturbation and climate change». En préparation pour *Journal of Hydrology*.
- Fournier V. 2008. Hydrologie de la tourbière du mont Covey Hill et implications pour la conservation. *Mémoire de Maîtrise en Sciences de la Terre présenté à l'UQAM*. 93 p.
- Franzi, D., Rayburn J.A., Yansa C.H., Knuepfer P.L.K. 2002. Late glacial water bodies in the Champlain and Hudson lowlands, New York». New York State Geological Association/New England Intercollegiate Geological Conference Joint Annual Meeting Guidebook, pp. A5 1-23.
- Gagné S., Larocque M., Pellerin S. 2009. «Échanges nappe-rivière dans la zone de recharge du mont Covey Hill (Québec, Canada)». 62^e Conférence canadienne de géotechnique, 10^e conférence conjointe CGC/AIH. Halifax. p.81-83.
- Gburek, W.J. Folmar, G.J. 1998. «Flow and chemical contributions to streamflow in an upland watershed: a baseflow survey». *Journal of Hydrology*. 217: 1-18.
- Globensky, Y. 1986. Géologie de la région de Saint-Chrysostome et de Lachine (sud). *Ministère de l'Énergie et des Ressources*. 166 p.
- Gundersen, L.C.S., Wanty R.B. (éditeurs). 1991. «Field studies of radon in rocks, soils, and water». U.S. Geological Survey Bulletin 1971, 334 p.
- Halford K.J., Mayer C.G. 2000. «Problems associated with estimating ground water discharge and recharge from stream-discharge records». *Ground Water*. 38 (3) 331-342.
- Harmel R.D., Cooper R.J., Slade R.M., Haney R.L., Arnold J.G. 2006. «Cumulative uncertainty in measured streamflow and water quality data for small watersheds». *American Society of Agricultural and Biological Engineers*. 40(3): 689-701.
- Hayashi, M., Rosenberry, D.O. 2002. «Effect of groundwater exchange on the hydrology and ecology of surface water». *Ground Water*. 40(3): 309-316.
- Hayashi M., van der Kamp G. 2009. «Progress in scientific studies of groundwater in the hydrologic cycle in Canada, 2003-2007». *Canadian Water Resources Journal*. 34(2):177-186
- Hersi O.S., Lavoie D. 2000. «Lithostratigraphic revision of the Upper Cambrian Cairnside Formation, upper Potsdam Group, southwestern Quebec» Commission Géologique du Canada. Recherche en cours. 2000-D4. 8 p.

- Hersi O.S., Lavoie D., Mohamed A. H., Nowlan G.S. 2002. «Subaerial unconformity at the Potsdam–Beekmantown contact in the Quebec Reentrant: regional significance for the Laurentian continental margin history». *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*. 50(3): 419-440.
- Jones, J.P. Sudicky, E.A. Brookfield, A.E. Park, Y.J. 2006. «An assessment of the tracer-based approach to quantifying groundwater contribution to streamflow». *Water Resources Research*. 42: W02407.
- Jones J.P. Jr, Holmes R.M. 1996. «Surface-subsurface interactions in streams ecosystems». *Trends in Ecology and Evolution*. 16: 239-242.
- Kite G.W., Droogers P. 2000. Comparing evapotranspiration estimates from satellites, hydrological models and field data». *Journal of Hydrology*. 229: 3-18.
- Kvaerner J., Klove B. 2008. «Generation and regulation of summer runoff in a boreal flat fen.» *Journal of Hydrology*. 360: 15-30.
- Larocque M., Leroux G., Madramootoo C., Lapointe F.J., Pellerin S., Bonin J. 2006. «Mise en place d'un laboratoire naturel sur le mont Covey Hill (Québec, Canada)». *VertigO*. 7(1): 1-11.
- Larocque M., Mangin A., Razack M. Banton, O. 1998. «Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France)». *Journal of Hydrology*. 205: 217-231.
- Larocque M., Pharand M.C. 2009. «Groundwater flow dynamics and vulnerability of an Appalachian foothills aquifer (Quebec, Canada)». *Revue des Sciences de l'eau*. 22(5).
- Larocque, M., Fournier, V., Pellerin, S., Gagné, S., Lavoie, M. 2010. Hydrology of a headwater peatland in the northern foothills of the Adirondack Mountains under climate change scenarios. Congrès annuel Society for Wetland Scientists, 27 juin - 2 juillet 2010, Salt Lake City, Utah, USA.
- Lasalle P. 1981. Géologie des sédiments meubles de la région de St-Jean-Lachine. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, Direction générale de l'exploration géologique et minérale, DPV. 780 p.
- Lavigne M.-A. 2006. Modélisation numérique de l'écoulement régional de l'eau souterraine dans le bassin versant de la rivière Châteauguay. *Mémoire de Maîtrise en Sciences de la Terre présenté à l'INRS-ETE*. 98 p.
- Lavoie D. 2005. Geological, «Stratigraphical and structural settings of the Chateauguay area, St. Lawrence platform of southern Quebec». GSC-Québec 12p.

- Leany F.W., Herczeg A.L. 2006. «A rapid field extraction method for determination of radon-222 in natural waters by liquid scintillation counting». *Limnology and Oceanography Methods* 4 : 254–259.
- Lerner D.N., Issar A.S., Simmer I. 1990. «Groundwater recharge, a guide to understanding and estimate natural recharge». International Association of Hydrogeologist, Kenilworth. Rep. 8. 345 p.
- Loi sur les espèces menacées ou vulnérables (LEMV). 2010. L.R.Q Chapitre E-12.01.
- Maddock I.P., Petts G.E., Evans E.C., Greenwood M.T. 1995. «Assessing river-aquifer interactions within the hyporheic zone». *Groundwater and geomorphology*. Wiley, Chichester, pp. 53-74.
- MODIS. 2007. The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer. www.modis.gsfc.nasa.gov.
- Nastev, M. Morin, R. Godin, R. Rouleau, A. 2008 «Developing conceptual hydrogeological model for Potsdam sandstones in southwestern Quebec, Canada». *Hydrogeology Journal*. 16: 373-388.
- NATCHEM (National Atmospheric Chemical Database) 2007. www.on.ec.gc.ca/NatChem/
- Ortega-Farias S., Olioso A., Antonioletti R., Brisson N. 2004. «Evaluation of the Penman-Montheith model for estimating soybean evapotranspiration». *Irrigation Science*. 23: 1-9.
- Pellerin, S., Larocque, M., Lavoie, M. 2007. «Rôle hydrologique et écologique régional de la tourbière de Covey Hill». Rapport d'étape présenté à la fondation EJLB. 63pp.
- Pellerin, S., Lagneau, L.A., Lavoie M., Larocque M. (2009) «Environmental factors explaining vegetation patterns in a temperate peatland». *C.R. Biologie*. 332: 720-731.
- Peterson, D.L. Spanner, M. Running S.W. Teuber K.B. 1987. «Relationship of thematic mapper simulator data to leaf area index of temperate coniferous forests». *Remote Sensing of the Environment*. 11: 212-230.
- Plamondon A., Prévost M., Naud R.C. 1984. « Accumulation et fonte de la neige en milieux boisé et déboisé » *Géographie physique et Quaternaire*. 38 (1) : 27-35.
- Price J.S., Branfireun B.A., Waddington M.J., Devito K.J. 2008. «Advances in Canadian wetlands hydrology, 1999-2003». *Hydrological Processes*. 19: 201-214.

- Rantz S.E. et al. 1982. «Volume 1: Measurement of stage and discharge». Measurement and Computation of Streamflow. 1-284. USGS Water-Supply Paper 2175. Washington D.C.:USGS. 18p.
- Réseau de suivi des eaux souterraines du Québec, Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs, <http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/piezo/index.htm>
- Rice, K.C., Hornberger, G.M. 1998. «Comparison of hydrochemical tracers to estimate source contribution to peak flow in small, forested, headwater catchment». *Water Resources Research*. 34(7): 1755-1766.
- Rosa E., Larocque M., Pellerin S., Gagné S., Fournier B. 2009. «Determining the number of manual measurements required to improve peat thickness estimation by ground penetrating radar». *Earth Surface Processes and Landforms*. 34(3): 377-383.
- Rossum, J.R. 1975. «Checking the accuracy of water samples through the use of conductivity». *Journal of American Water Works Association*. 17: 204-205.
- Rushton, K.R. Tomlinson, L.M. 1979. «Possible mechanisms for leakage between aquifers and rivers» *Journal of Hydrology*. 40: 40-49.
- Scanlon B.R., Healy R.W., Cook P.G. 2002. «Choosing Appropriate Techniques for Quantifying Groundwater Recharge». *Hydrogeology Journal*. 10: 18-39.
- Soil Conservation Service (SCS). 2007. Hydrology. *National Engineering Handbook*, Supplement A, Section 4, Chapter 7, Soil Conservation Service, USDA: Washington, DC, USA.
- Sophocleous M. 2002. «Interaction between groundwater and surface water: the state of the science». *Hydrogeology Journal*. 10: 52-67.
- Smakhtin, V.U. 2000. «Low flow hydrology: a review». *Journal of Hydrology*. 240 (3-4): 147-186.
- Tremblay, T. 2008. «Hydrostratigraphie et géologie du quaternaire dans le bassin-versant de la rivière Châteauguay, Québec». *Mémoire de Maîtrise en Sciences de la Terre présenté à l'UQAM*. 165 p.
- Wilson K.B., Hansen P.J., Mulholland P.J., Baldocchi D.D., Wullschlger S.D. 2001. «A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: sap-

- flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance». *Agricultural and Forest Meteorology*. 106: 153–168
- Winter T.C. 1999. «Relation of streams, lakes and wetlands to groundwater flow systems». *Hydrogeology Journal*. 7: 28-45.
- Woessner W.W. 2000. «Stream and fluvial plain groundwater interactions: rescaling hydrogeologic thought». *Ground Water*. 38(3): 423–429.

ANNEXE A

Dans cette section, les courbes de tarages des stations limnimétriques aux exutoires des rivières Allen et Outardes et du ruisseau Schulman.

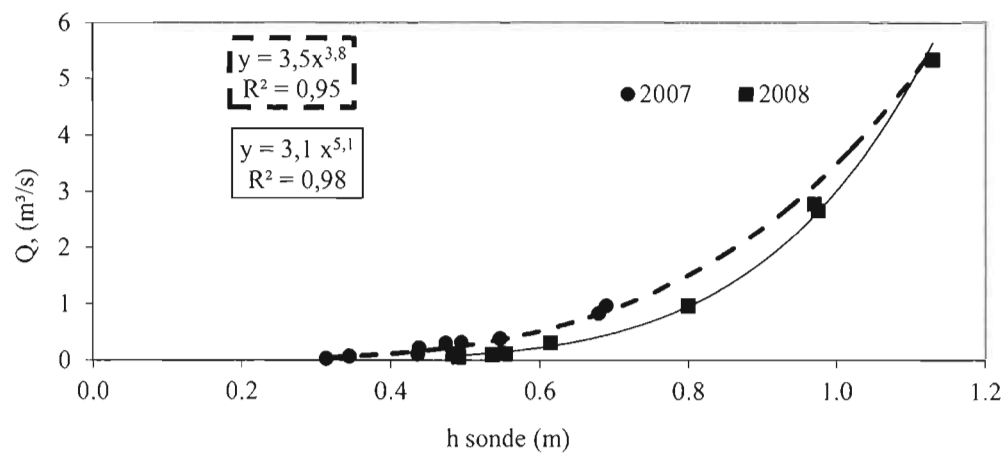


Figure A1: Courbe de tarage de la station A17 sur la rivière Allen

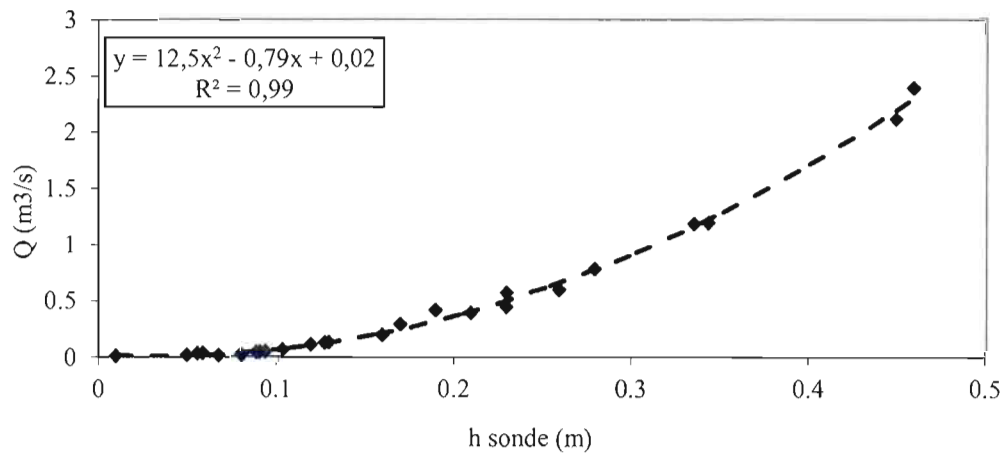


Figure A2 : Courbe de tarage de la station Out4 sur la rivière Outardes

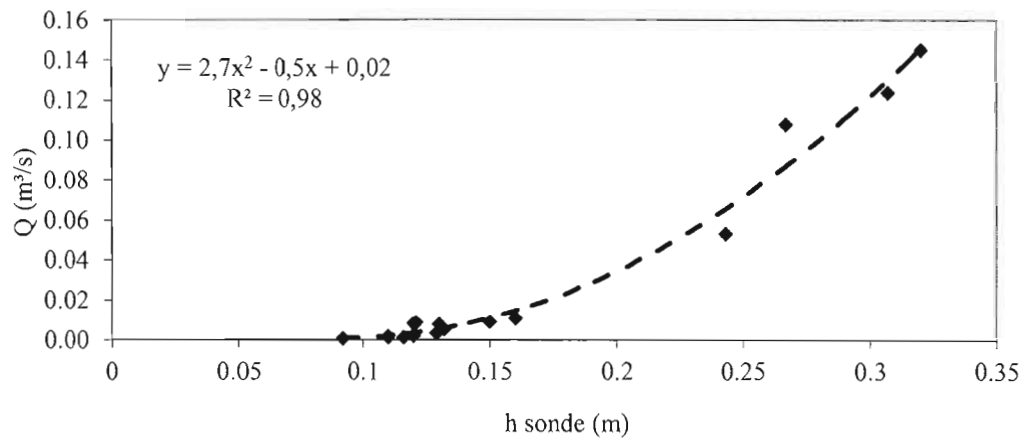


Figure A3 : Courbe de tarage de la station Sch3 sur le ruisseau Schulman.

ANNEXE B

Cette annexe présente la description des forages qui ont été utilisés dans le cadre de cette étude.

Tableau B1: Description des forages utilisés dans ce projet.

Forage	Altitude (m)	Aquifère	Prof. (m)	Niveau moyen de l'eau (m)	Unité 1	Épais. (m)	Unité 2	Épais. (m)	Instrumenté (o/n)	X (UTM- 18)	Y (UTM- 18)
P1R	319	Fracturé	9	315	Grès	9			O	590760	4985389
P2R	309	Fracturé	21	306	Sol	1	Grès	20	O	592456	4985794
P3R	300	Fracturé	19	299	Grès	19			O	592938	4985636
P4R	290	Fracturé	>30	270	Grès	30			O	595698	4985819
P5S	178	Granulaire	15	170	Sable/Gravier	15			O	597569	4985907
P6R	305	Fracturé	5	303	Grès	5			O	593087	4984475
P7R	305	Fracturé	15	297	Grès	15			O	592846	4985601
P8R	288	Fracturé	>30	292	Grès	30			O	595076	4985305
P9R	189	Fracturé	>30	190	Grès	30			N	583991	4985634
P10S	105	Granulaire	5	103	Sable/Gravier	5			N	596824	4988085
P10R	103	Fracturé	>30	85	Sable/Gravier	6	Grès	24	N	596645	4988162
P11R	276	Fracturé	10	275	Grès	10			N	590039	4985750
P12R	157	Fracturé	12	154	Sable/Gravier	3	Grès	9	O	592361	4988015
P13R	95	Fracturé	91	76	Sable/Gravier	7	Grès	84	O	595333	4988675
P14R	318	Fracturé	91	279	Grès	91			O	590716	4985394

ANNEXE C

Dans cette annexe, les composantes du modèle d'infiltration verticale (MIV) sont décrites en détail. La distribution spatiale des paramètres est aussi illustrée. La figure C1 illustre, de manière conceptuelle, le MIV. Ce modèle a été développé sur Excel. Il a été appliqué sur chacune des mailles de 25000 m (500 m x 500 m) qui couvraient les deux bassins versant sur lesquels la recharge a été modélisée.

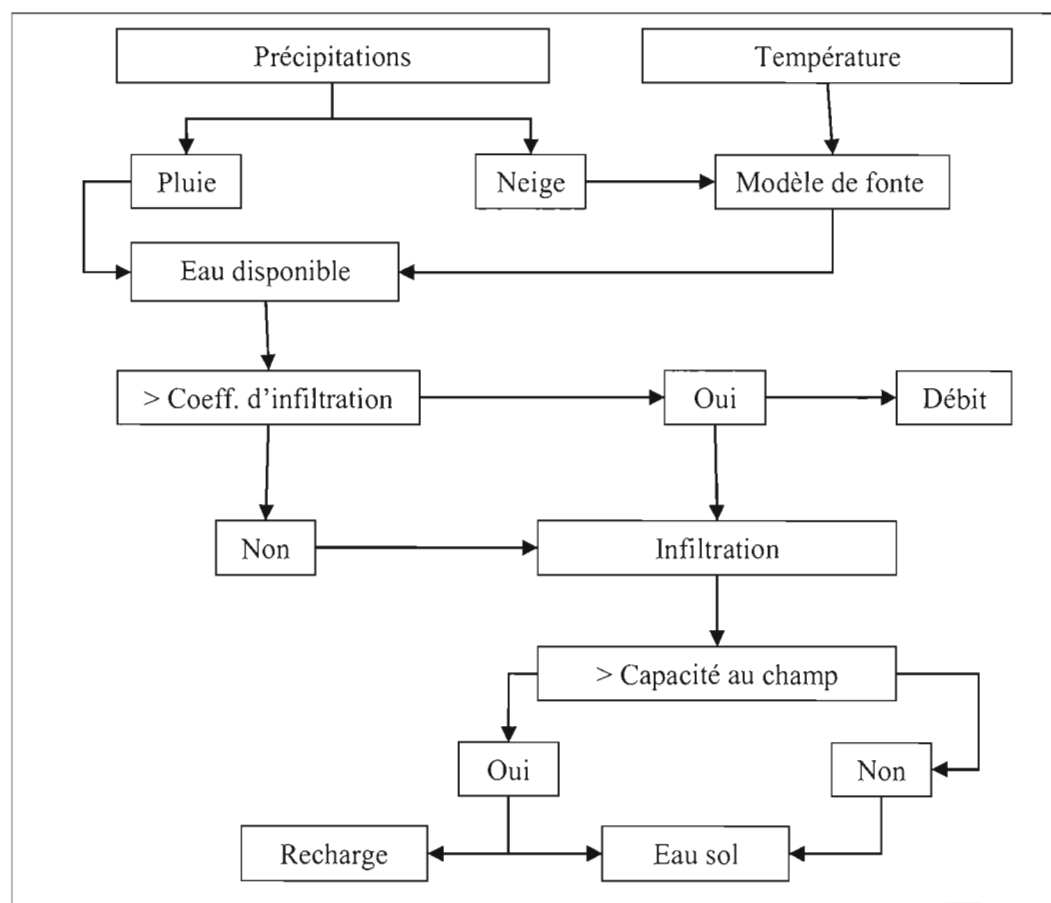


Figure C1 : Plan schématisé du modèle d'infiltration vertical (MIV).

C.1. Paramètre du modèle d'infiltration verticale (MIV)

Le modèle présenté dans cette annexe a été conçu avec Excel. Le pas de temps du modèle est journalier.

C.1.1. Calcul de la neige au sol.

Les volumes d'eau de fonte sont calculés à partir de la méthode des degrés-jour (Plamondon et al., 1984). Deux paramètres sont utilisés; la température de fonte (°C) et le taux de fonte (mm/°C). Ces paramètres sont calés par essai/erreur de façon à bien représenter l'évolution temporelle de la neige au sol. Les valeurs de neige au sol sont transformées en équivalent en eau selon une densité de neige de 0,1. La figure C2 montre les résultats de la simulation de la neige au sol. La température de fonte après calage est de -0,4 °C et le taux de fonte 1,6 mm/°C. De façon générale, le modèle de fonte ne sur estime ou ne sous estime pas les valeurs de neige au sol mesurées.

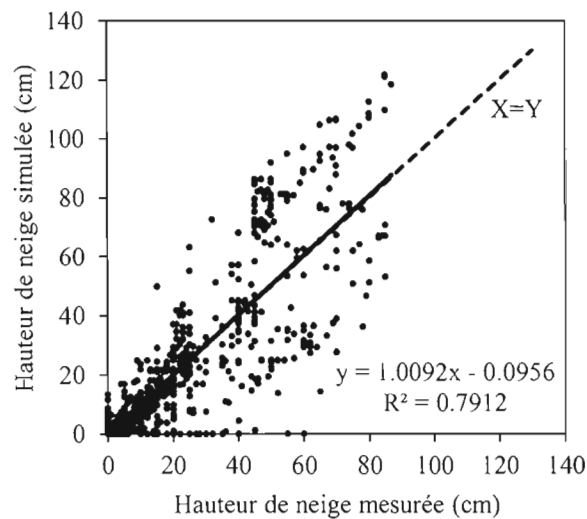


Figure C2 : Comparaison entre la neige au sol observée à la station Hemmingford (Environnement Canada) et la neige au sol modélisée.

C.1.2. Ruissellement

Le ruissellement n'a pas été calculé de manière directe. Une adaptation de l'équation développée par Brou et al. (2008) a été utilisée pour obtenir un pourcentage de l'infiltration maximale qui elle, correspond à la conductivité hydraulique à saturation. Cette équation représente la relation logarithmique entre la pente et le taux d'infiltration.

$$A = 15,463 \ln(P) + 35,323 \quad \text{Équ. 5}$$

Où :

A = Atténuation de l'infiltration (%)

P = Pente (%)

Le volume du ruissellement correspond à la différence entre la pluie et le taux d'infiltration corrigé selon l'équation 5.

C.1.3. Infiltration

Dans ce modèle, l'infiltration (I, mm) est la différence entre la sommation de l'eau de fonte (F, mm) et de la pluie avec le ruissellement (R, mm).

$$I = (F + P) - R. \quad \text{Équ.6.}$$

C.1.4. Évapotranspiration réelle

Les valeurs d'évapotranspiration potentielle calculées à la section 3.7 sont corrigées selon la quantité d'eau disponible dans le sol (Hsol, mm) et limitée au point de flétrissement (Pf, mm).

$$\text{Si } ETP < Hsol : ETr = ETP \quad \text{Équ.7.}$$

$$\text{Si } ETP > Hsol : Etr = Hsol - Pf \quad \text{Équ.8.}$$

Où :

ETP = Évapotranspiration potentielle (mm)

ETr = Évapotranspiration réelle (mm)

Hsol : Contenu en eau du réservoir sol (mm)

Pf= Point de flétrissement (mm)

C.1.5. Recharge.

La recharge (R, mm) est modélisée à l'aide de l'équation 13. La recharge correspond à la différence entre la somme de l'infiltration et de l'eau contenu dans le sol et de la capacité au champ.

$$R = I_{ti} + Hsol_{ti} - CC \quad \text{Équ.9.}$$

Où

R = Recharge (mm)

I_{ti} = Infiltration au temps t_i (mm)

$Hsol_{ti}$ = Contenu en eau du réservoir sol au temps t_i (mm)

CC = Capacité au champ (m^3/m^3)

C.1.6. Eau dans le sol.

Le volume d'eau contenu dans le sol est influencé par deux processus; l'infiltration (I) et l'évapotranspiration réelle (ETr). Le volume d'eau que peut contenir le sol est défini par la capacité au champ (CC). Le volume d'eau contenu dans le sol pour chaque pas de temps (t_i , jour) varie selon l'équation suivante :

$$Hsol_{ti} = Hsol_{ti-1} + I_{ti} - R_{ti} - ETr_{ti} \quad \text{Équ.10.}$$

$Hsol_{ti}$ = Contenu en eau du réservoir sol au temps t_i (mm)

$Hsol_{ti-1}$ = Contenu en eau du réservoir sol au temps t_{i-1} (mm)

I_{ti} = Infiltration au temps t_i (mm)

R_{ti} = Recharge au temps t_i (mm)

ETr_{ti} = Évapotranspiration réelle au temps t_i (mm)

Tableau C3 : propriétés des sédiments utilisés dans le MIV (Croteau, 2007).

Sédiment	Ks (cm/s)	CC (m ³ /m ³)
Sables et graviers marins/littoraux	0,03	150
Till de base	0,0003	300
Till remanié	0,003	170
Silts et argiles lacustres	0,0001	250

C.3 Cartes des propriétés utilisées dans le modèle et des résultats de recharges.

Dans cette section, la distribution spatiale des pentes et celle des conductivités hydrauliques sont présentées. Les pentes ont été obtenues à partir du modèle d'élévation numérique (Figure C3). La distribution des conductivités hydrauliques est basée sur les travaux de Croteau (2006) (Figure C4).

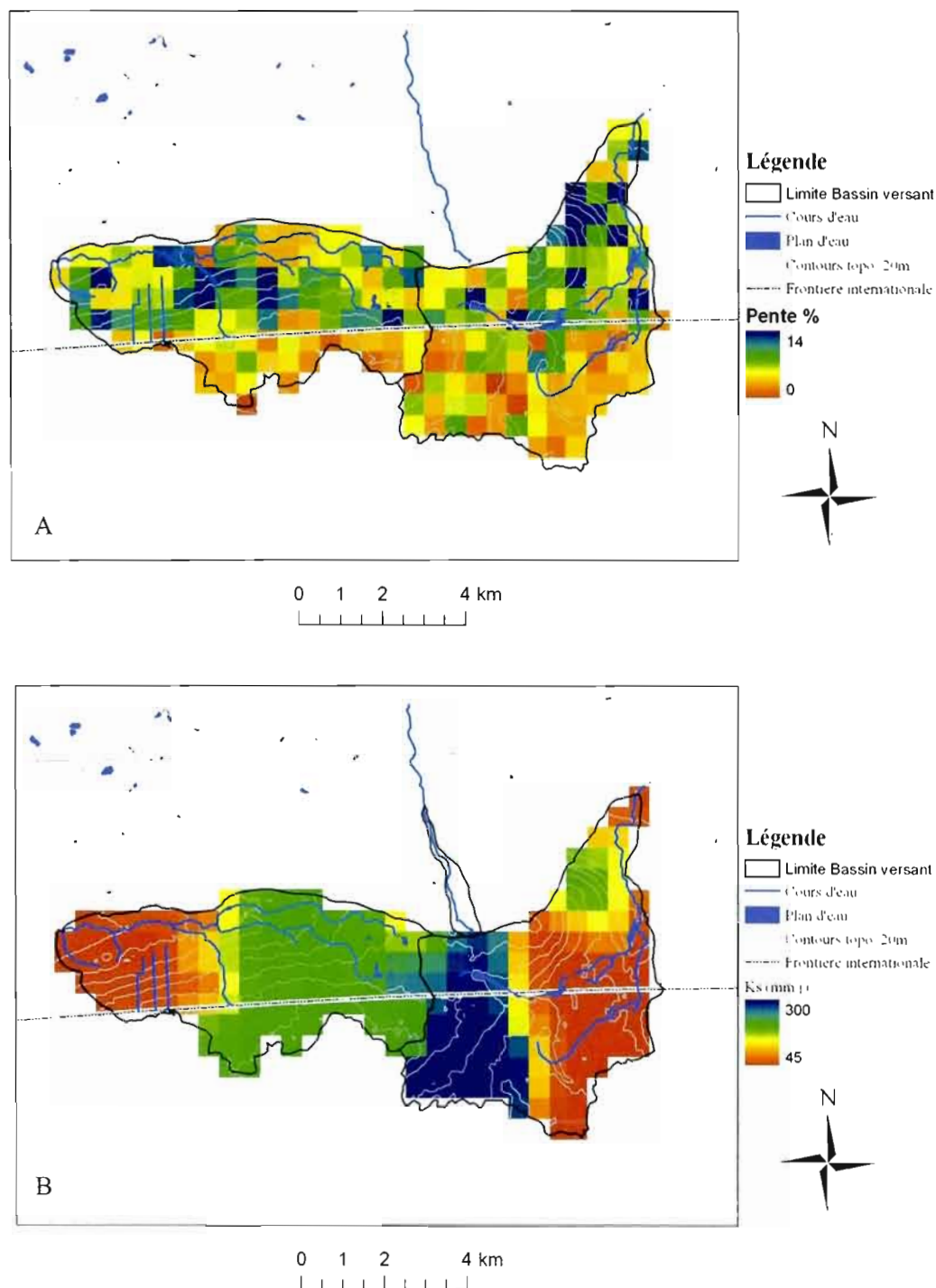


Figure C3 : Distribution spatiale des valeurs A) de pente et B) de conductivité hydraulique utilisées dans le MIV

ANNEXE D

Dans cette annexe, les séries temporelles de débits des stations limnimétriques instrumentées, des puits instrumentés et des sondes de températures installées sur les trois cours d'eau du site d'étude sont présentées.

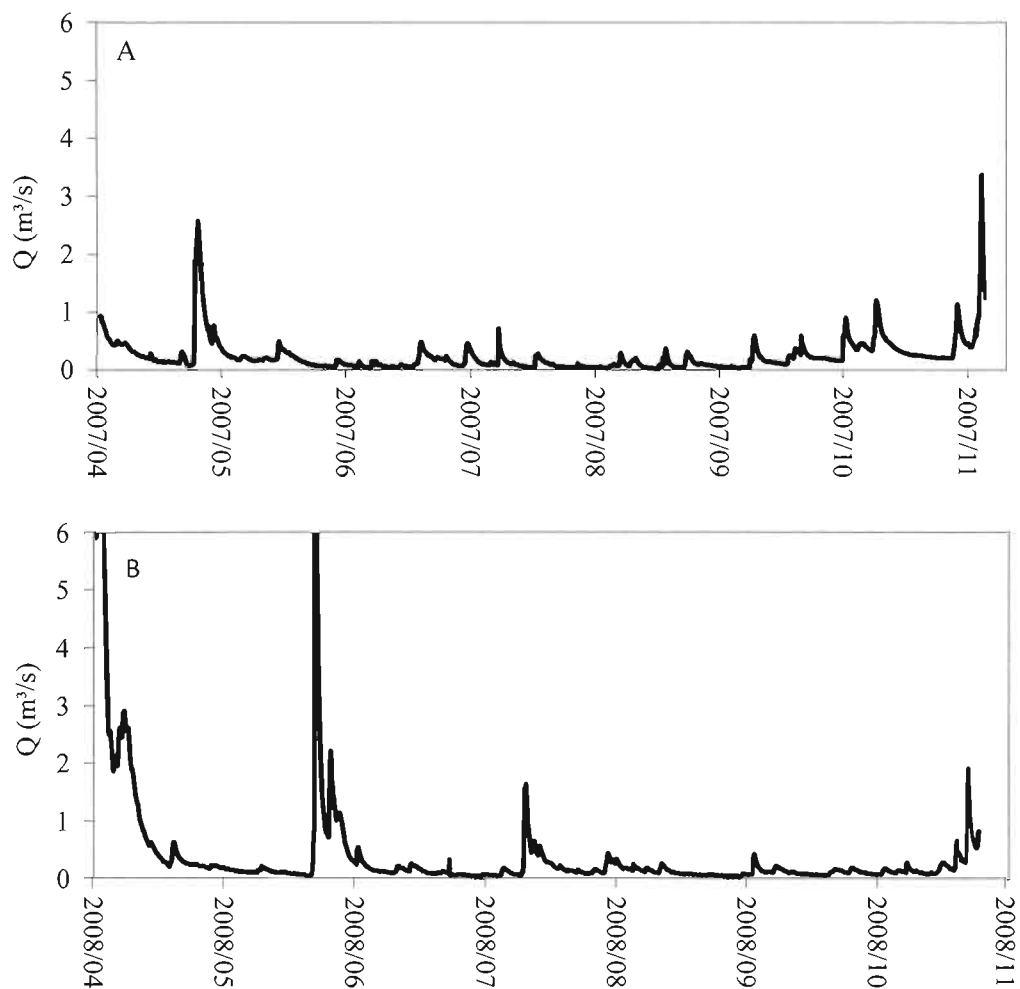


Figure D1 : Débits à la station A17 de la rivière Allen A) pour l'année 2007 et B) l'année 2008.

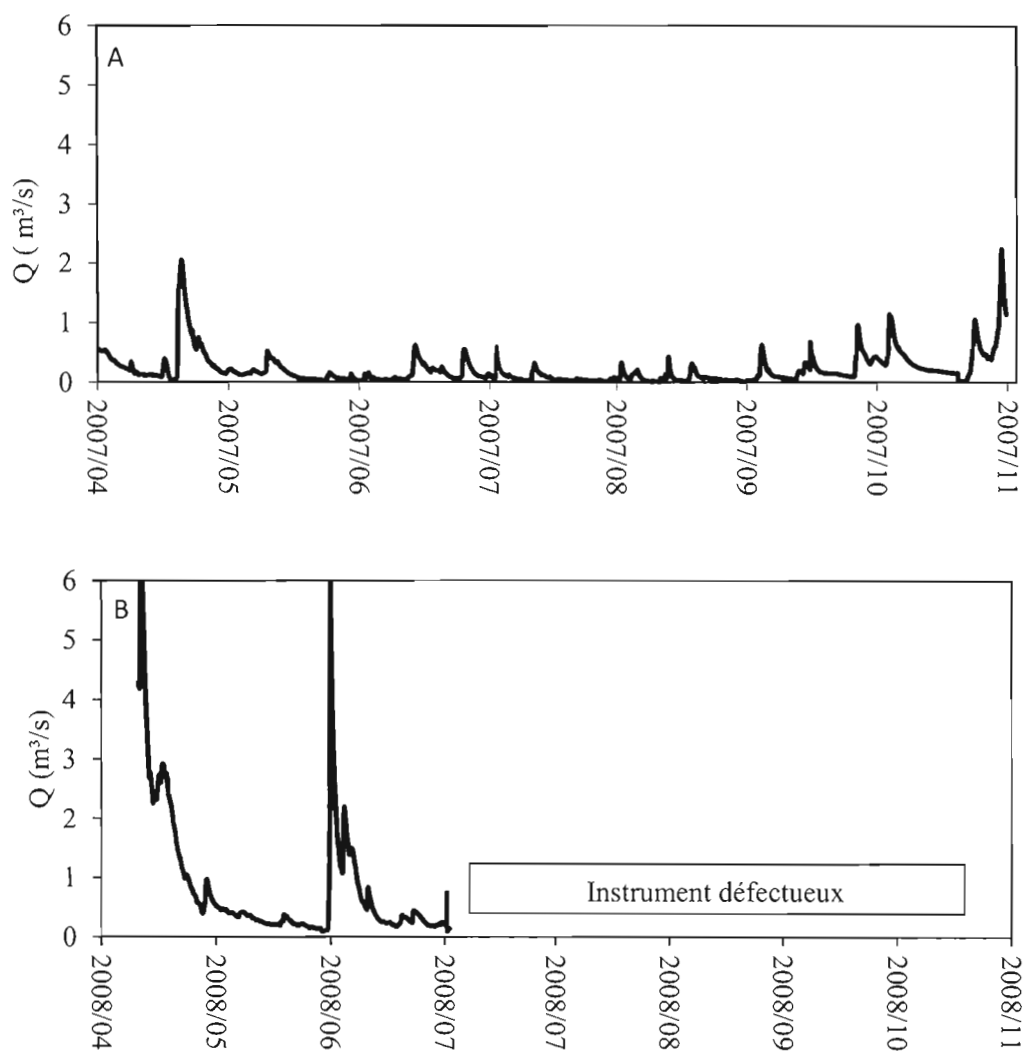


Figure D2 : Débits à la station A13 de la rivière Allen A) pour l'année 2007 et B) l'année 2008.

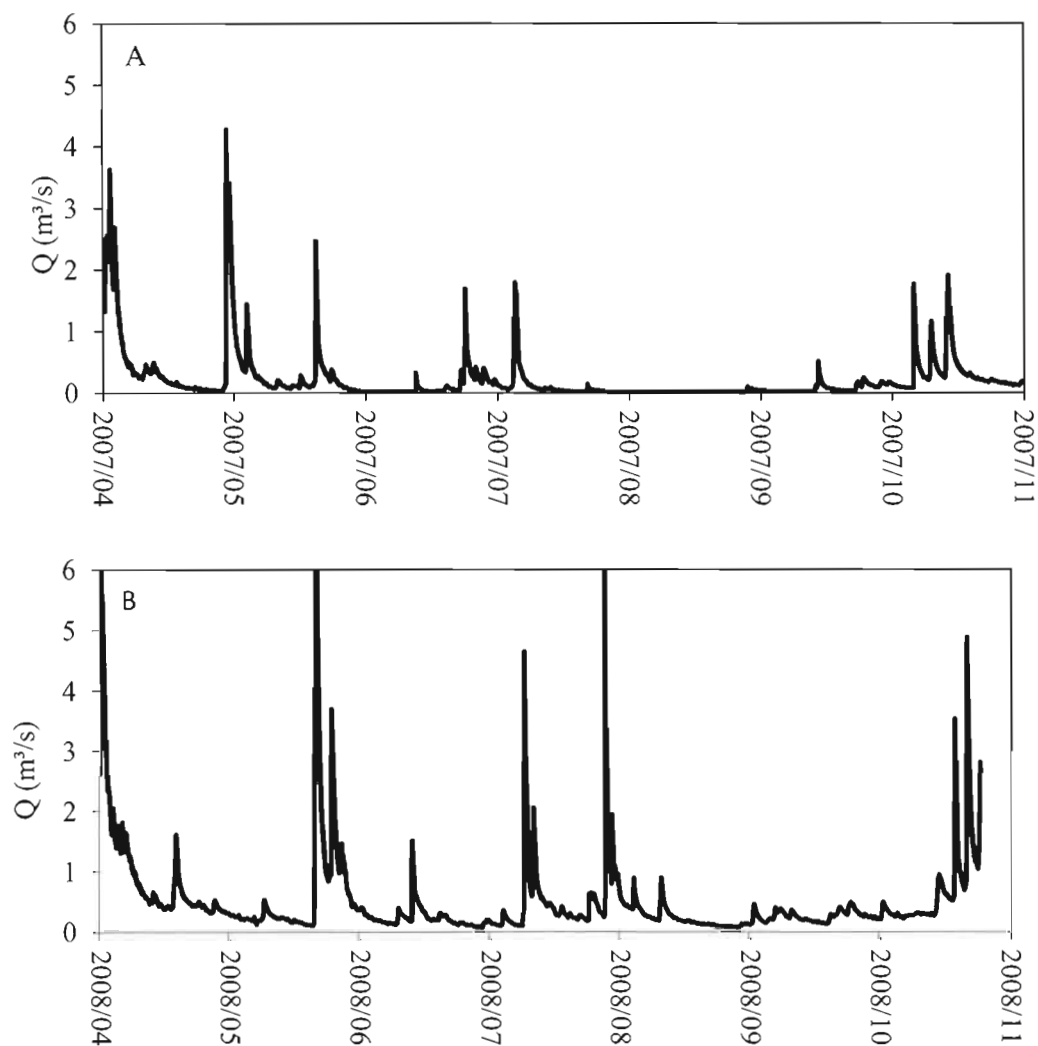


Figure D3 : Débits à la station Out4 de la rivière Outardes A) pour l'année 2007 et B) pour l'année 2008.

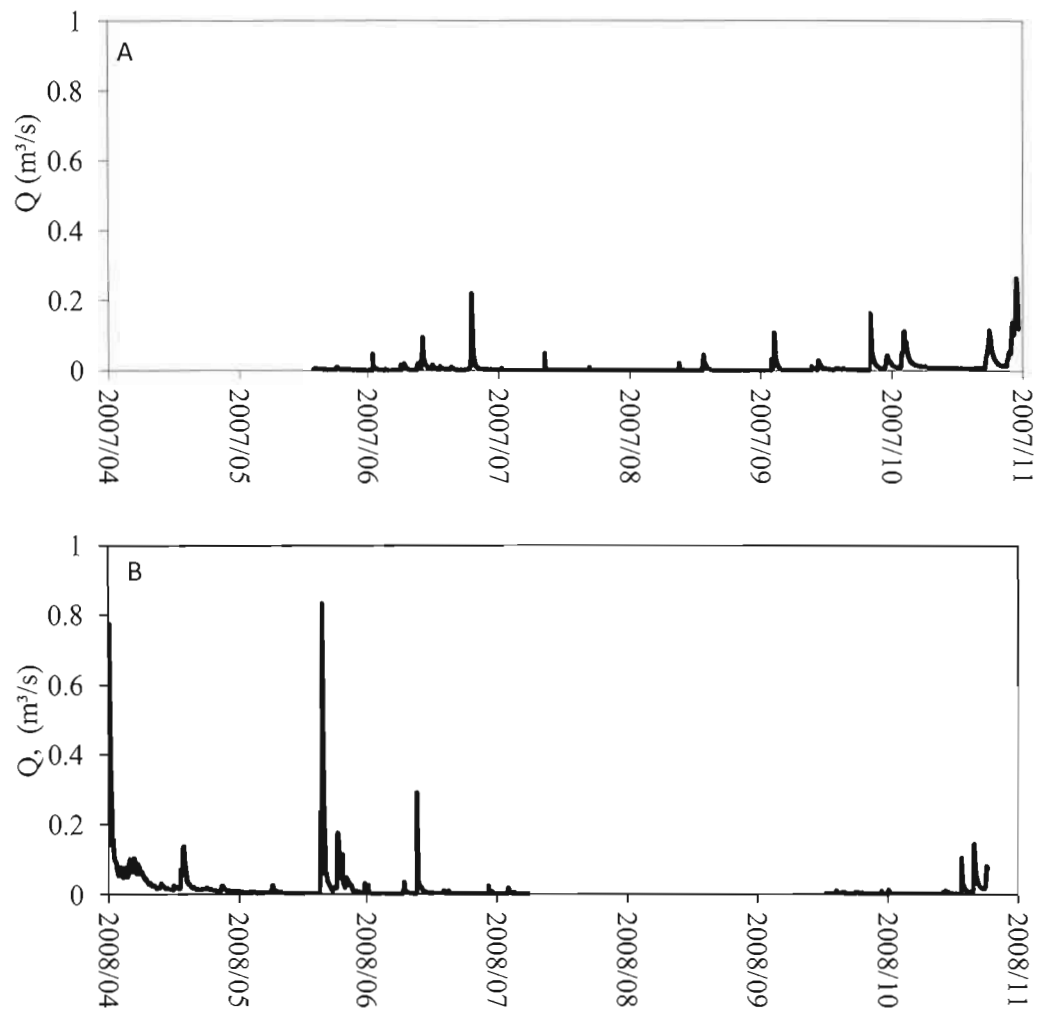


Figure D4 : Débits à la station Sch3 du ruisseau Schulman A) pour l'année 2007 et B) pour l'année 2008.

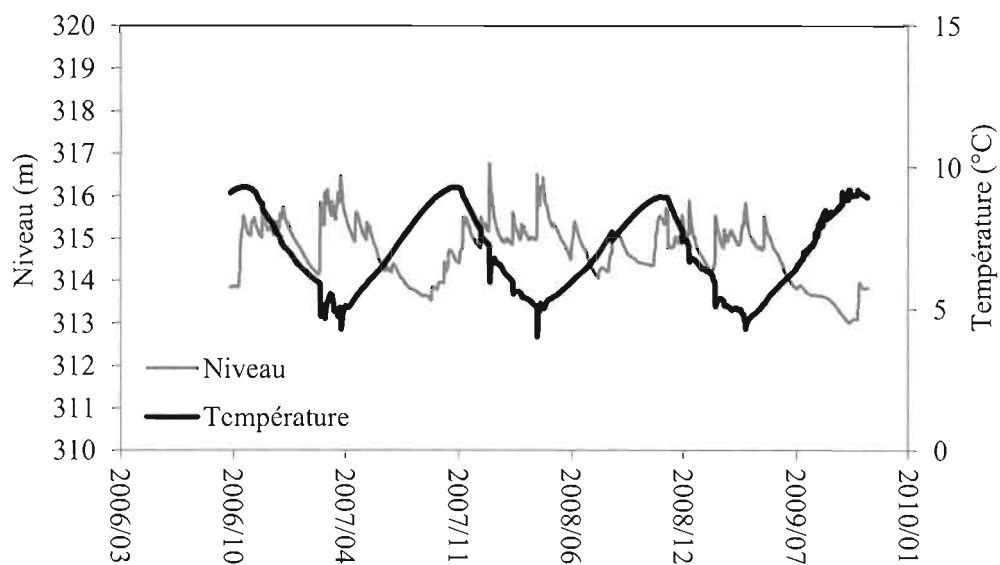


Figure D5 : Niveau piézométrique et température de l'eau souterraine du puits P1R

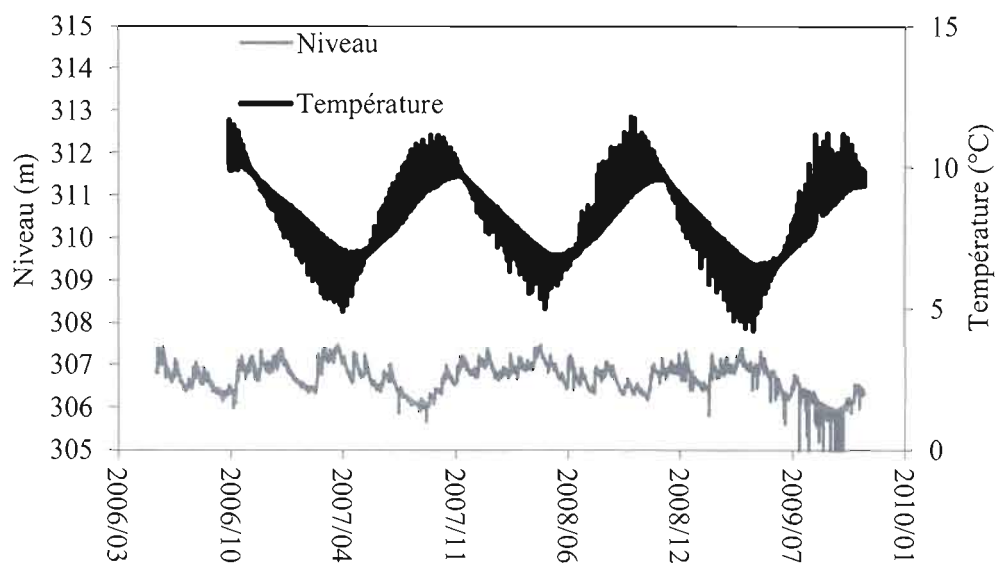


Figure D6 : Niveau piézométrique et température de l'eau souterraine du puits P2R

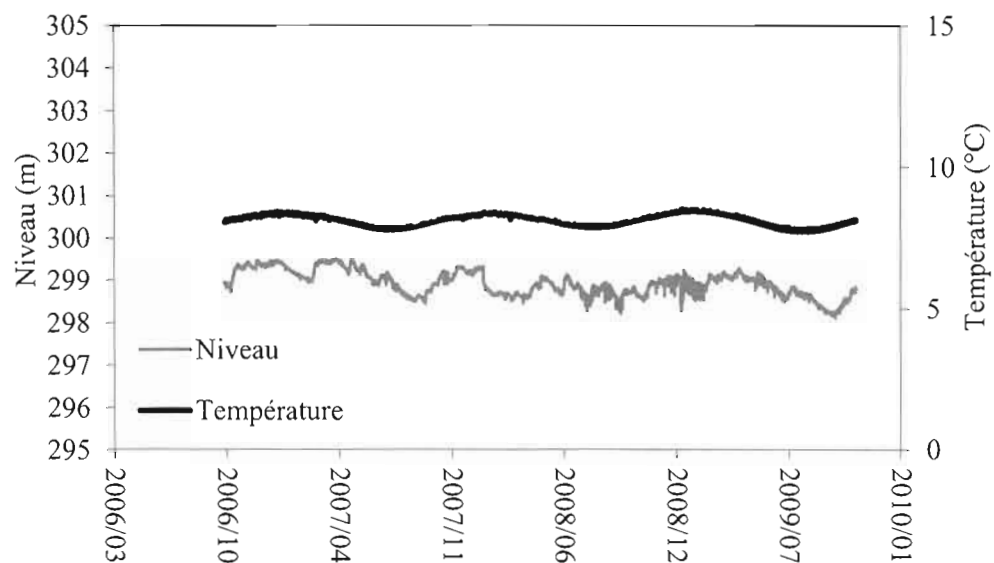


Figure D7 : Niveau piézométrique et température de l'eau souterraine au puits P3R

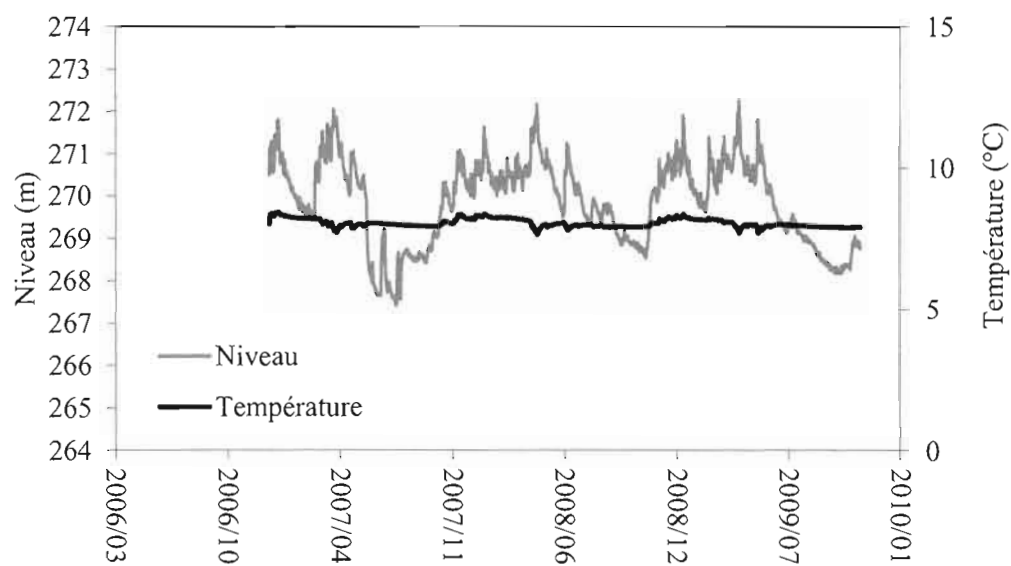


Figure D8 : Niveau piézométrique et température de l'eau souterraine du puits P4R.

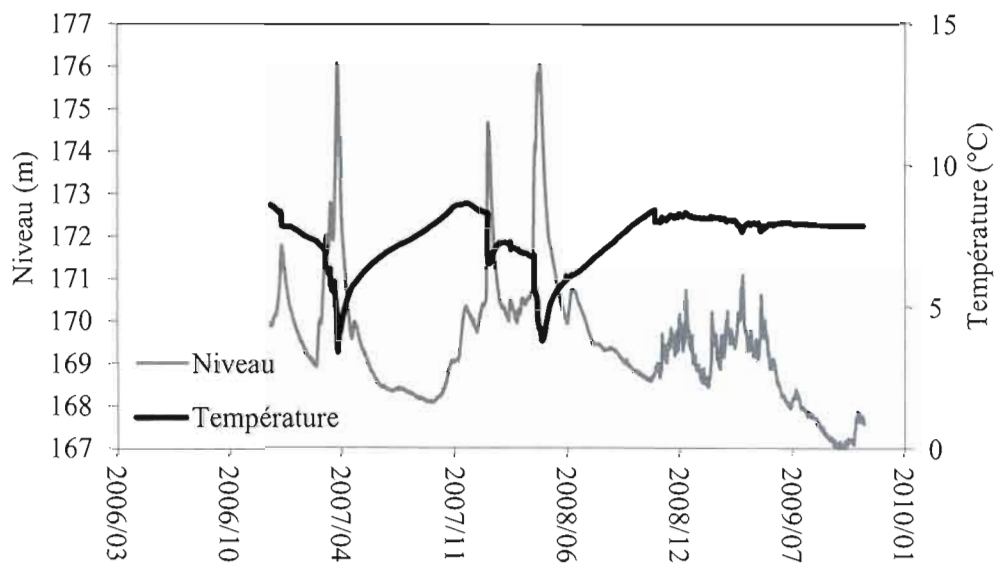


Figure D9 : Niveau piézométrique et température de l'eau souterraine du puits P5S

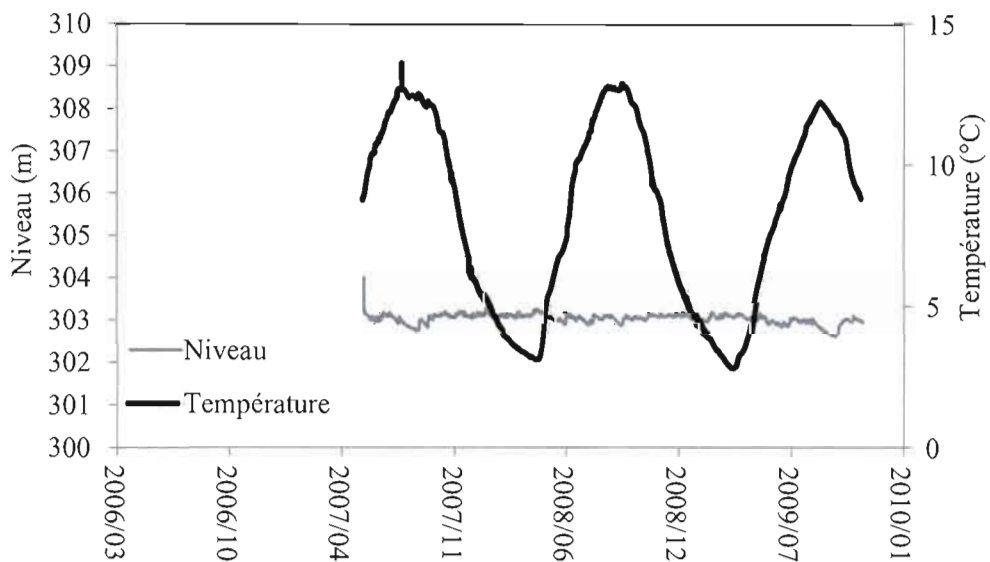


Figure D10 : Niveau piézométrique et température de l'eau souterraine au puits P6R

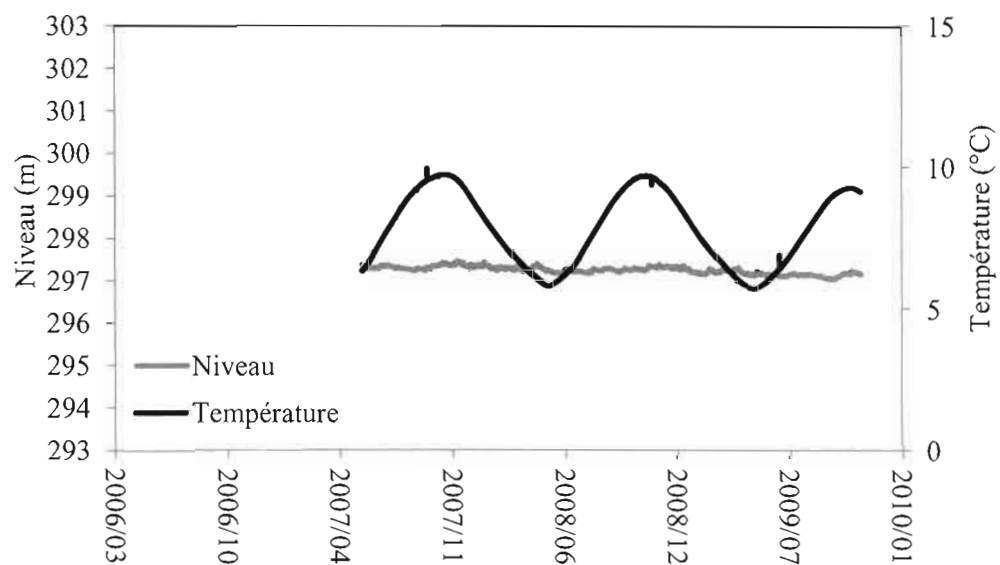


Figure D11 : Niveau piézométrique et température de l'eau souterraine au puits P7R

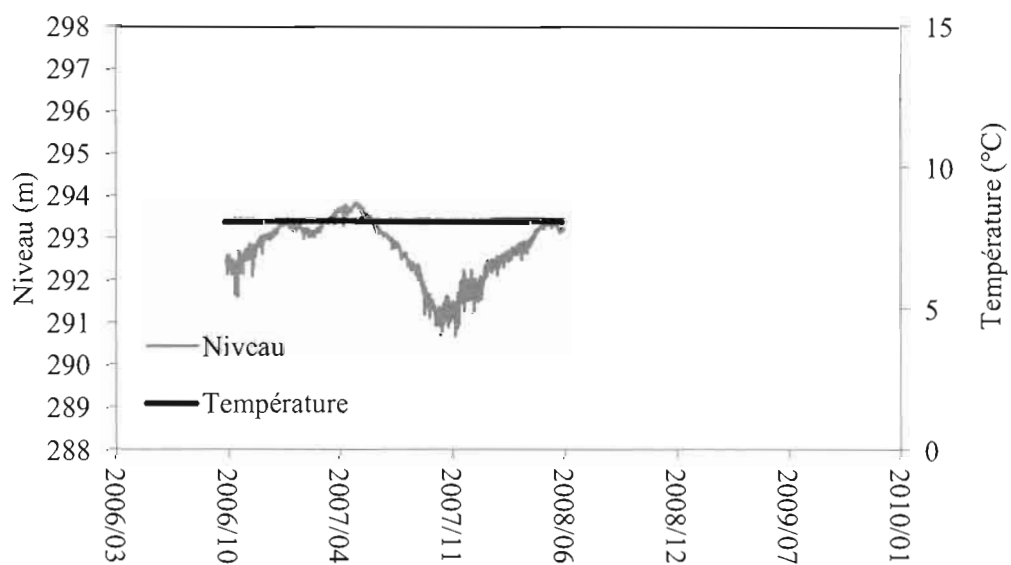


Figure D12 : Niveau piézométrique et température de l'eau souterraine au puits P8R.

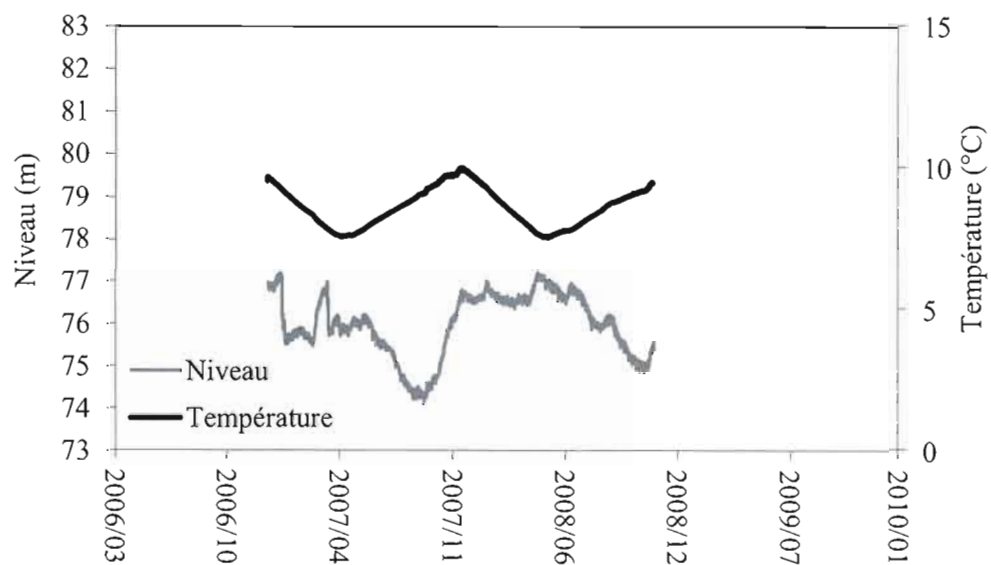


Figure D13 : Niveau piézométrique et température de l'eau souterraine au puits P13R

ANNEXE E

Cette annexe présente les données géochimiques des cours d'eau et de l'eau souterraine.

Tableau E1 : Composition géochimique moyenne de l'eau des cours d'eau et de l'eau souterraine

Station	T (°C)	pH	CE (uS/cm)	K (mg/L)	Mg (mg/L)	Na (mg/L)	Fe (mg/L)	Ca (mg/L)	²²² Rn (Bq/L)
A11	19,4	6,2	61,0	0,3	1,1	0,4	<1	4,6	0,42
A12	17,7	6,7	64,0	0,5	1,9	0,5	<1	8,5	0,33
A13	21,7	7,2	85,0	0,7	2,8	1,2	<1	10,8	0,09
A17	19,2	7,2	91,0	0,8	3,3	1,4	<1	11,6	0,09
Out1	18,0	6,5	33,0	0,7	1,3	1,1	<1	3,0	0,96
Out2	20,0	6,9	91,0	1,4	2,8	2,4	<1	10,3	0,20
Out4	19,8	8,4	148,0	1,0	4,7	2,9	<1	17,9	0,12
Sch3	16,0	7,4	100,2	0,6	2,5	1,5	<1	9,6	0,16
P1R	8,6		44,0	2,2	0,7	0,5	<1	3,7	29,40
P3R	8,1								
P8R	8,0		96,0	6,4	1,6	1,0	<1	4,5	
P2R	8,3		180,0	1,9	3,2	12,0	<1	14,2	
P13R	8,0		60,0	1,0	1,1	4,3	<1	6,1	
P5S	6,5		400,0	41,7	13,0	4,7	<1	35,1	12,40
P12R	7,5		124,0	3,1	3,6	1,9	<1	13,6	40,00
P9R	8,4	6,9	207,0	2,4	4,0	1,6	<1	25,5	66,80
P10S	8,5		305,0	24,5	11,9	2,1	<1	43,6	8,43
P10R	9,0		167,0	1,6	5,7	4,1	<1	18,4	57,90
P6R	9,0		32,0	1,0	0,4	0,4	2,9	1,2	21,80
P7R	8,0								
P11R	7,9		68,0	1,9	3,1	1,3	1,1	8,3	
R2	9,0		112,0	1,7	1,4	2,6	<1	8,6	9,30
R1	8,0		130,0	0,4	0,6	1,3	<1	15,2	